



# Imagerie sismique de haute résolution pour la prévention des risques volcanique et sismique

Florent Brenguier

## ► To cite this version:

Florent Brenguier. Imagerie sismique de haute résolution pour la prévention des risques volcanique et sismique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT: . tel-00011546

**HAL Id: tel-00011546**

**<https://theses.hal.science/tel-00011546>**

Submitted on 6 Feb 2006

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE  
ET TECTONOPHYSIQUE**

**Thèse**

soutenue par  
**Florent BRENGUIER**

le 25 Janvier 2006

en vue de l'obtention du titre de  
**Docteur de l'Université Joseph Fourier**  
spécialité : **Géophysique**

**Imagerie sismique de haute résolution  
pour la prévention des risques  
volcanique et sismique**

Composition du jury :

Anne Paul	Directrice de recherche, CNRS, LGIT	Présidente du jury
Gilles Lambaré	Enseignant-Chercheur, ENSMP	Rapporteur
Aldo Zollo	Professeur, Université de Naples	Rapporteur
Jean Virieux	Professeur, UNSA	Examineur
Olivier Coutant	Physicien d'Observatoire, OSUG, LGIT	Directeur de thèse
Michel Dietrich	Directeur de recherche, CNRS, LGIT	Directeur de thèse



# Résumé

Ce travail à la fois méthodologique et expérimental concerne l'imagerie sismique de haute résolution de structures géologiques associées aux risques volcanique et sismique. L'objet de ce travail est de développer et d'appliquer, sur des sites sélectionnés, de nouvelles méthodes d'investigation sismique exploitant la densité des capteurs et la mobilité des sources sismique actives. Ce travail est de plus en étroite relation avec le récent développement du réseau sismique-sismologique *Imagerie de Haute Résolution*.

Notre travail fait partie d'un projet dont l'objectif est en particulier d'étudier le volcan de la Soufrière de Guadeloupe dans le but de prédire son comportement futur. Nous nous sommes focalisés sur une expérience préliminaire d'imagerie haute résolution d'un édifice volcanique situé dans la Chaîne des Puys dans le but de préparer une campagne de plus grande envergure aux Antilles. Ce travail décrit les étapes de préparation des campagnes de mesure, d'acquisition et de traitement des données. L'interprétation des données acquises repose en grande partie sur des traitements d'antenne et sur des modélisations directes et inverses de la propagation des ondes en milieu fortement hétérogène. Nos travaux aboutissent à l'imagerie, avec une résolution decamétrique, de l'édifice étudié de taille sub-kilométrique. L'imagerie de la structure interne de l'édifice permet de contraindre la géométrie du système d'alimentation. Cette information est primordiale pour la modélisation de la dynamique d'une éruption et donc pour la prévention des risques volcaniques.

Nous nous intéressons par ailleurs à la caractérisation sismique des failles sismogènes et étudions la faille Nord-Anatolienne en Turquie. L'étude de cette faille présente un intérêt scientifique majeur pour la prévention du risque sismique et l'étude de la physique des tremblements de terre. Nous avons mené une campagne de sismique réflexion à travers cette faille. L'interprétation des données permet de quantifier les propriétés sismiques superficielles de la zone de faille. Nous nous intéressons particulièrement à la génération et la propagation d'ondes guidées générées par une source sismique active. Nous mettons notamment en évidence la nature de ces ondes en modélisant leur propagation avec une méthode numérique 3D d'éléments spectraux. Nos travaux présentent deux principales applications, la contrainte des modèles de rupture de faille et l'évaluation du risque sismique accru dans les zones de faille.

**Mots clés :** Imagerie sismique, risques volcanique et sismique, tomographie, zones de faille, ondes guidées.



# Abstract

This work is methodological and experimental and focuses on the high resolution active seismic imaging of complex structures associated to volcanic and seismic hazards. We develop and apply novel seismic investigation methods in order to image selected targets. Our objective is to gain spatial resolution by using dense arrays of sources and sensors. This work is moreover closely related to the recent development of a new seismic-seismologic array that allows centralized monitoring of the data.

We take part of a project which aim is to study the Soufrière of Guadeloupe volcano in order to predict its eruptions. We focus on the high resolution seismic imaging of a Strombolian type volcano located in central France. This work is a preliminary step which will prove useful to prepare a high resolution imaging campaign on the Soufrière of Guadeloupe volcano. This work includes field work, data processing and methodological developments. We extensively use array methods and direct and inverse modelling of waves in complex media. We image the studied sub-kilometric scalelength Strombolian volcano with a decametric resolution. We prove the potency of our work in order to image complex structures and thus to improve the volcanic hazard assessment.

We further focus on the seismic hazard assessment and study the North-Anatolian fault. We operated a reflection seismic profile across the fault. The results yield accurate estimates of the seismic velocities and quality factors within and without the fault zone. We moreover study the generation, propagation and characteristics of Fault Zone Guided Waves using a 3D Spectral Element full waveform modelling Method. Our results prove useful for the seismic investigation of fault zones and the seismic hazard assessment in near faults areas.

**Keywords** : Seismic imaging, volcanic and seismic hazard, tomography, fault-zone guided waves.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>9</b>
1.1	Risque volcanique . . . . .	9
1.2	Risque sismique . . . . .	11
1.3	Le projet <i>Imagerie de Haute Résolution</i> . . . . .	12
1.4	Les défis scientifiques . . . . .	13
1.5	Déroulement chronologique de ce travail . . . . .	14
1.6	Organisation du manuscrit . . . . .	15
<b>2</b>	<b>Le projet Imagerie de Haute Résolution (IHR)</b>	<b>17</b>
2.1	Origine du projet IHR . . . . .	17
2.2	Description instrumentale du réseau IHR . . . . .	21
2.3	Imagerie sismique du dôme de la Soufrière (Guadeloupe) . . . . .	23
2.3.1	Contexte tectonique et volcanique du volcan de la Soufrière de Guadeloupe . . . . .	23
2.3.2	Observations volcanologiques et imagerie géophysique . . . . .	24
2.3.3	Le projet d'imagerie d'un volcan de la Chaîne des Puys . . . . .	25
2.4	Apports de l'IHR pour l'évaluation du risque sismique . . . . .	27
2.4.1	Imagerie sismique des failles sismogènes . . . . .	27
2.4.2	Imagerie sismique des structures associées aux effets de site . . . . .	27
2.5	Estimation des risques de mouvement de terrain . . . . .	28
2.5.1	Imagerie sismique active . . . . .	28
2.5.2	Imagerie sismique passive . . . . .	28
<b>3</b>	<b>Modélisation de la propagation des ondes en milieu complexe</b>	<b>31</b>
3.1	Théorie des rais et applications . . . . .	32
3.1.1	Estimation des temps de première arrivée . . . . .	33
3.1.2	Simulation d'ondes réfléchies, apports du tracé de rais (Norsar3D) . . . . .	40

3.2	Simulation du champ d'onde complet . . . . .	45
3.2.1	La méthode des Éléments Spectraux . . . . .	45
3.2.2	Puissance et limitations de la méthode SEM . . . . .	45
3.3	Validité de la théorie des rais en milieu complexe . . . . .	49
3.3.1	Limites de la théorie des rais . . . . .	49
3.3.2	Prise en compte des effets de diffraction des ondes . . . . .	50
3.3.3	Validation de la théorie des rais dans un cas concret . . . . .	52
<b>4</b>	<b>Imagerie sismique de structures complexes</b>	<b>55</b>
4.1	Inversion tomographique . . . . .	57
4.1.1	Inversion de type Herglotz-Wiechert . . . . .	57
4.1.2	Méthodes d'inversion matricielle . . . . .	58
4.1.3	Méthodes de reconstruction algébrique . . . . .	59
4.1.4	Analyse de données de réseaux : méthodes ACH et NeHT . . . . .	61
4.2	Imagerie à partir des ondes diffractées, réfléchies . . . . .	64
4.2.1	Sismique réflexion . . . . .	64
4.2.2	Inversion des ondes réfléchies . . . . .	64
4.3	Imagerie de proche surface . . . . .	68
<b>5</b>	<b>Imagerie sismique d'un édifice volcanique</b>	<b>71</b>
5.1	Contexte volcanologique du volcan étudié . . . . .	71
5.1.1	Volcanisme du Massif Central . . . . .	71
5.1.2	La Chaîne des Puys . . . . .	72
5.1.3	Le Puy des Goules . . . . .	72
5.2	Études préliminaires . . . . .	77
5.2.1	Estimation d'un premier modèle de vitesse . . . . .	77
5.2.2	Optimisation du dispositif d'acquisition . . . . .	77
5.2.3	Étude a priori de l'ordre de grandeur des observables . . . . .	79
5.3	La campagne d'acquisition des données . . . . .	83
5.3.1	Description chronologique . . . . .	83
5.3.2	Les paramètres d'acquisition des données . . . . .	84
5.3.3	Positionnement GPS . . . . .	84
5.4	Premières étapes du traitement des données . . . . .	85
5.4.1	Description qualitative du jeu de données . . . . .	85
5.4.2	Estimation des temps de première arrivée . . . . .	88
5.4.3	Estimation d'un macro-modèle de vitesse, inversion Herglotz-Wiechert	92

5.5	Imagerie sismique de proche-surface . . . . .	95
5.5.1	La méthode <i>Iterative Datuming Procedure</i> . . . . .	95
5.5.2	La méthode d'analyse des résidus . . . . .	95
5.6	Near surface imaging by IDP . . . . .	97
5.6.1	Introduction . . . . .	97
5.6.2	Conventional tomography : SIRT . . . . .	98
5.6.3	The Iterative Datuming Procedure (IDP) . . . . .	100
5.6.4	A case study . . . . .	105
5.6.5	The data . . . . .	105
5.6.6	Discussion and conclusions . . . . .	114
5.7	Near surface seismic imaging using time residuals analysis . . . . .	115
5.7.1	Introduction . . . . .	115
5.7.2	Methodology . . . . .	116
5.7.3	Data analysis . . . . .	117
5.7.4	Results . . . . .	119
5.7.5	Discussion and conclusions . . . . .	123
5.8	Inversion tomographique des temps de première arrivée . . . . .	126
5.9	Tomographic inversion . . . . .	127
5.9.1	Introduction . . . . .	128
5.9.2	Methodology . . . . .	129
5.9.3	A case study . . . . .	132
5.9.4	Discussion and Conclusions . . . . .	143
5.10	Détails de l'inversion tomographique . . . . .	144
5.10.1	Identification de données biaisées . . . . .	144
5.10.2	Prise en compte des variations des vitesses de proche-surface . . . . .	146
5.10.3	Le problème de l'inversion du socle . . . . .	147
5.10.4	Estimation a posteriori de l'effet des erreurs sur le résultat final . . . . .	150
5.11	Conclusions . . . . .	151
<b>6</b>	<b>Imagerie de failles, prévention du risque sismique</b>	<b>153</b>
6.1	Investigation sismique des zones de faille . . . . .	155
6.1.1	Analyse des premières arrivées . . . . .	155
6.1.2	Analyse des arrivées réfléchies . . . . .	155
6.2	Imagerie et ondes guidées . . . . .	158
6.3	North-Anatolian FZ study and guided waves modelling . . . . .	160
6.3.1	Introduction . . . . .	161

6.3.2	Active seismic investigation of the shallow North-Anatolian fault zone along the Izmit branch . . . . .	162
6.3.3	3D numerical study of Fault Zone guided waves . . . . .	170
6.3.4	Conclusions . . . . .	177
6.4	Étude du champ proche pour une source vibratoire . . . . .	178
6.4.1	Prise en compte du terme en champ proche pour le calcul de la fonction de Green . . . . .	178
6.4.2	Convolution de la fonction de Green avec une source vibratoire . . .	179
6.4.3	Estimation de l'atténuation géométrique . . . . .	179
<b>7</b>	<b>Conclusions</b>	<b>183</b>
7.1	Imagerie sismique d'édifices volcaniques . . . . .	183
7.2	Caractérisation des propriétés sismique d'une zone de faille . . . . .	184
7.3	Contribution personnelle . . . . .	185
7.3.1	Le projet d'imagerie du Puy des Goules . . . . .	185
7.3.2	Les travaux d'imagerie des zones de faille . . . . .	186
7.4	Diffusion de nos travaux de recherche . . . . .	186
<b>8</b>	<b>Perspectives</b>	<b>187</b>
8.1	Méthodologie . . . . .	188
8.1.1	Tomographie . . . . .	188
8.1.2	Inversion des ondes réfléchies . . . . .	188
8.1.3	Imagerie par méthodes de corrélation . . . . .	189
8.2	Imagerie de volcans actifs . . . . .	191

# Chapitre 1

## Introduction

Introduisons ce travail de thèse par une description quantitative des risques volcanique et sismique. Nous verrons, de même, le lien entre l'évaluation de ces risques et le développement et l'application de nouvelles méthodes d'imagerie sismique.

### 1.1 Risque volcanique

Depuis l'an 1600, les volcans ont tué 281 000 personnes. Ce chiffre est extrêmement faible, comparé au nombre de victimes d'autres catastrophes naturelles comme les cyclones, les tremblements de terre ou les inondations [*Bourseiller and Durieux* (2001)]. On considère généralement sept risques volcaniques majeurs : retombées de tephra, coulées pyoclastiques, coulées de lave, émanations de gaz toxiques, coulées de boue, glissements de terrain et tsunamis. Parmi les différentes zones volcaniques actives, la répartition des risques est inégale. La dangerosité d'un volcan est dépendante de son dynamisme éruptif et donc de sa situation géotectonique. Dans les zones d'accrétion et les zones de volcanisme de point chaud, un magma fluide provoque des éruptions peu explosives et donc peu dangereuses. Dans les zones de subduction, le magma visqueux produit des éruptions à caractère explosif, dangereuses. Dans ces zones, le risque est accru car les temps de repos sont grand à l'échelle humaine (plusieurs centaines ou milliers d'années) et les éruptions courtes et puissantes (quelques jours à plusieurs mois). L'urbanisation galopante et la formation de mégapoles au pied de volcans reconnus dangereux implique que environ 500 millions de personnes sont, aujourd'hui, exposées aux risques volcaniques. Deux millions de personnes vivent, par exemple, autour du Merapi, quatre millions aux alentours du Popocatepetl et trois millions habitent au pied du Vésuve.

La prévention des risques volcaniques nécessite d'étudier trois problèmes distincts. Le

premier est la prédiction dans le temps d’une éventuelle éruption, le deuxième est l’étude de la dynamique de l’éruption attendue (explosion de dôme, éruption effusive, destabilisation de flanc) et le dernier concerne les conséquences directes (e.g. Pompéi) et indirectes (famines) d’une éruption sur l’environnement humain.

Les volcans actifs sont surveillés dans le but de prédire une éventuelle éruption. Le parc instrumental déployé sur un volcan est classiquement composé de réseaux sismologiques, de réseaux de mesure des déformations et de réseaux d’étude de la physico-chimie des fluides et gaz. Au delà de l’interprétation des données de ces réseaux en terme d’activité volcanique, des travaux permettent d’identifier des variations temporelles des processus volcaniques. *Fehler et al.* (1988) interprète les variations d’atténuation intrinsèque observées à partir de la coda sismique avant et après l’éruption du Mont St. Helens (1981) comme l’ouverture puis la fermeture de microfractures. Les travaux de *Aki and Ferrazzini* (2000) sur le Piton de la Fournaise montrent que l’étude quantitative d’événements sismique longue période permet d’estimer en temps réel le transport de magma.

Portés par le succès des grandes campagnes d’exploration sismique réflexion de la lithosphère à l’échelle de régions comme l’Amérique du Nord (COCORP, LITHOPROBE), l’Europe de l’Ouest (ECORS, BIRPS, DEKORP) ou encore du Tibet (INDEPTH), de nombreux travaux d’imagerie sismique on permis d’imager des systèmes volcaniques depuis leur enracinement (asthénosphère) jusqu’à la surface [*Nercessian et al.* (1984), *Laigle et al.* (2000), *Zollo et al.* (2002), *Apra et al.* (2002), *Auger et al.* (2003), *Thomson and Hutton* (2004)].

La dynamique d’une éruption dépend fortement de la structure interne de l’édifice associé et notamment de la répartition des zones fragilisées par une altération hydrothermale ou par une fracturation importante. La directivité marquée du souffle (*blast*) associé à l’éruption du Mont St Helens était effectivement liée à une forte fracturation liée aux contraintes exercées par les poussées magmatiques (figure 1.1). L’imagerie géophysique d’un édifice volcanique (principalement électrique et sismique) permet d’identifier des variations spatiales et temporelles des propriétés physiques internes à l’édifice étudié. L’interprétation de ces variations permet de localiser et caractériser des zones de magma fondu (chambre magmatique, conduits d’alimentation, veines de magma), des zones d’altération hydrothermale, des contacts entre roches volcaniques différentes ou encore des zones endommagées par un réseau de failles, de fractures. Ces informations sont donc précieuses pour la prédiction du dynamisme éruptif d’un volcan et donc pour l’évaluation des risques volcaniques.

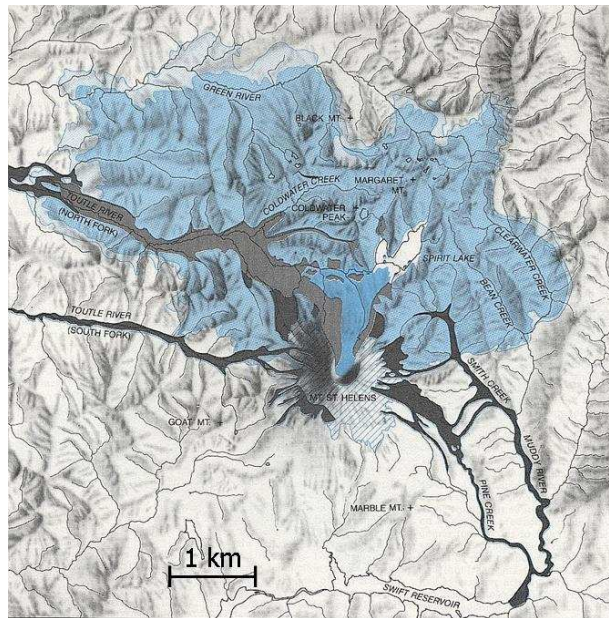


FIG. 1.1 – Eruption du Mont St Helens le 18 mai 1980. La couleur bleue indique la zone dévastée par la coulée pyroclastique et le souffle de l’explosion (blast). *Volcanoes and the Earth’s Interior*. Scientific American, 1981.

## 1.2 Risque sismique

Les conséquences de l’activité sismique sont beaucoup plus dramatiques. Le seul séisme du Pakistan en Octobre 2005, a entraîné le décès de plus de 53 000 personnes. Le risque sismique est défini comme le pourcentage probable, pendant un certain laps de temps et dans une région déterminée, des pertes en biens et en vies humaines. Le risque sismique peut s’exprimer en terme de produit de deux facteurs qui sont la vulnérabilité et l’aléa sismique. La notion de vulnérabilité s’applique à une ville ou à une construction et représente le rapport du coût des dommages au coût de la construction pour un mouvement donné du sol. La vulnérabilité peut être atténuée par la prise en compte de normes parasismiques pour la construction des infrastructures. L’aléa sismique est défini, en un site donné, par la probabilité qu’au cours d’une période de référence, une secousse sismique atteigne ou dépasse une certaine intensité [Madariaga and Perrier (1991)].

L’aléa est calculé par l’estimation des probabilités conjointes associées aux 3 phases de l’évolution d’un champ d’onde qui sont, sa génération par rupture sur un plan de faille, sa propagation dans la terre et son interaction avec des structures complexes à la surface de la terre comme les bassins sédimentaires. Intéressons nous spécifiquement à la phase de génération du champ d’onde sismique.



Afin de mieux estimer l'aléa sismique, il est nécessaire de mieux comprendre les mécanismes d'initiation, de propagation et de terminaison de la rupture. L'étude des données accélérométriques ou téléseismiques permet de déterminer, la magnitude, la localisation, la durée et le mécanisme focale d'un séisme ainsi que les caractéristiques du glissement (répartition spatiale et vitesses). Ces informations sont complétées par des observations directes, par GPS et par interférométrie radar du déplacement en surface. La synthèse des résultats obtenus pour plusieurs séismes permet de caractériser le comportement d'une faille et d'en prédire son évolution [Barka (1996), Manighetti et al. (2004)].

Les nombreuses études de propagation d'une rupture le long d'un plan de faille nécessitent de contraindre la vitesse des ondes sismique ainsi que la géométrie du plan de faille. De nombreux travaux rapportent l'observation d'ondes sismique amplifiées par piégeage au sein de zones de faille [Li et al. (1999), Ben-Zion et al. (2003), Shtivelman et al. (2005)]. La modélisation des ces ondes a permis de contraindre la géométrie des zones de faille étudiées et ainsi d'apporter une information utile aux études sur les mécanismes de rupture [Li and Vidale (1996), Ben-Zion and Aki (1990), Igel et al. (1997), Fohrmann et al. (2004)].

De plus, les amplifications du mouvement sismique associées à ces ondes guidées implique une augmentation de l'aléa sismique proche de la faille. Ces amplifications du champ d'onde sismique ont effectivement été observées jusqu'à 1.2 km de la trace en surface de la faille de Calaveras en Californie [Spudich and Olsen (2001)]. Cette zone, où le risque sismique est nettement plus important, a été délimitée en tant que *zone spéciale d'étude* afin de s'assurer qu'aucune structure n'y sera construite. Afin d'étendre ce principe de délimitation à d'autres failles, il est nécessaire de pouvoir reconnaître et caractériser leur structure superficielle.

L'imagerie sismique des zones de faille présente donc deux principales applications, la contrainte des modèles de rupture et l'évaluation du risque sismique accru dans la zone de faille.

### 1.3 Le projet *Imagerie de Haute Résolution*

Le projet *Imagerie de Haute Résolution*, repose sur le développement d'un réseau sismologique-sismique adapté à l'imagerie de structures associées aux risques volcanique et sismique. Les objets géologiques étudiés sont généralement de taille hectométrique et sont caractérisés par une forte hétérogénéité (volcans, failles). L'objectif d'un tel réseau est de permettre l'imagerie de ces objets avec une résolution accrue. Le réseau IHR possède un nombre important de capteurs (210) et sa technologie permet aussi bien de mener des

études sismologiques que des études de type exploration sismique. Les systèmes d'acquisition possèdent donc à la fois une autonomie importante, la capacité d'enregistrer des signaux haute fréquence [1-1000 Hz] et de dater les signaux avec une précision égale à la milliseconde. La spécificité et l'originalité de ce réseau repose de plus sur le développement d'un système radio permettant de contrôler l'ensemble des signaux sismiques en temps réel.

Ce projet est notamment impulsé par la nécessité de mieux évaluer le risque volcanique engendré par l'activité des volcans Français des petites Antilles (Dôme de la Soufrière en Guadeloupe et Montagne Pelée en Martinique). Le développement de ce réseau, les financements de ma thèse ainsi la première expérimentation scientifique avec ce réseau ont été soutenus financièrement par l'Action Concertée Incitative (ACI), *Prévention des Catastrophes Naturelles*.

## 1.4 Les défis scientifiques

Les défis scientifiques de notre travail concernent le développement et l'application d'une méthodologie pour l'imagerie de structures géologiques complexes à l'échelle sub-kilométrique avec une résolution décimétrique.

Citons qualitativement plusieurs caractéristiques de la complexité d'un milieu : une topographie accidentée, une forte anélasticité du milieu, la présence de fortes variations de vitesses proche de la surface et la présence d'une densité élevée d'hétérogénéités (diffracteurs) à l'échelle de la longueur d'onde dominante. Une topographie accidentée a pour effet de rendre difficile l'application de méthodes de traitement sismique standard (sismique réfraction, réflexion). La présence de fortes variations de vitesse proche de la surface a pour effet de fortement perturber le champ d'onde sismique lors de sa propagation à travers ces couches superficielles. Enfin, la densité élevée de diffracteurs ainsi qu'une forte anélasticité impliquent une forte atténuation par diffraction et intrinsèque du champ d'onde *balistique* classiquement utilisé pour l'imagerie sismique.

Ces contraintes impliquent que les méthodes classiques d'investigation sismique ne sont pas applicables aux objets étudiés. Il est donc nécessaire de redéfinir une méthodologie complète depuis l'optimisation du dispositif d'acquisition jusqu'à l'interprétation des données. Notre travail constitue une application des récents développements théoriques et numériques dans le domaine de la propagation des ondes en milieu complexe. La spécificité de notre approche est de résoudre les différents problèmes expérimentaux par un aller-retour systématique entre la modélisation et l'expérimentation.

## 1.5 Déroulement chronologique de ce travail

Nous rappelons que notre travail est avant tout expérimental. Afin que ce travail puisse être utilisé dans le cadre de nouveaux projets d'imagerie de structures complexes, il est nécessaire de décrire le déroulement chronologique de ma thèse. Il est effectivement important de souligner le temps requis par chaque étape d'un projet d'imagerie *Haute Résolution*. Les différentes étapes sont, la préparation et le déroulement de la campagne d'acquisition des données et, le traitement des données.

Mon travail de thèse a débuté en Janvier 2003 et s'achève, aujourd'hui, en Décembre 2005. Le temps écoulé entre chaque étape décrite correspond aux étapes de traitement des données.

- **Mars 2003, 15 jours** : Acquisition de données sismique sur le volcan de la Soufrière. Collaboration avec R. Guiget.
- **Mai 2003, 3 j.** : Première visite de la Chaîne des Puys et choix du volcan à étudier. Collaboration avec P. Labazuy (OPGC, Clermont-Ferrand).
- **Juin 2003, 30 j.** : Séjour d'un mois à Norsar (Oslo) et apprentissage des logiciels de tracé de rais Norsar2-3D. Collaboration avec I. Lecomte, R. Laurain et K. Astebol.
- **Juillet 2003, 3 j.** : Première campagne de sismique réfraction le long du Puy des Goules.
- **Octobre 2003, 15 j.** : Campagne d'acquisition sismique réflexion en Turquie. Imagerie sismique pour l'évaluation des effets de site à Istanbul et investigation de la faille Nord-Anatolienne proche d'Izmit.
- **Avril 2004, 4 j.** : Deuxième campagne de sismique réfraction à plus grande échelle le long du Puy des Goules (imagerie du socle).
- **Juin 2004, 10 j.** : Deuxième séjour à Norsar. Modélisations pour l'optimisation du dispositif d'acquisition.
- **Août 2004, 7 j.** : Premier test du réseau IHR. Déploiement sur 100 m<sup>2</sup> et acquisition durant 3 jours proche de Grenoble (Meylan, Isère).

- **Septembre 2004, 7 j.** : Visite de R. Laurain et K. Astebol (Norsar) au LGIT pour achever l’optimisation du dispositif d’acquisition.
- **Novembre 2004, 25 j.** : Campagne d’acquisition principale sur le Puy des Goules. 20 personnes participent sur le terrain.
- **Novembre 2004-Novembre 2005** : Traitement des données et rédaction du manuscrit de thèse.

## 1.6 Organisation du manuscrit

Nous décrivons, dans un premier chapitre, l’originalité du réseau *Imagerie de Haute Résolution*. Nous décrivons brièvement le lien entre l’imagerie sismique de type exploration pétrolière et la sismologie active (imagerie de la croûte, de la lithosphère). Nous verrons comment le réseau IHR permet d’allier les différentes exigences des études à des échelles hectométrique, kilométrique et régional. Nous mentionnerons ensuite le lien entre l’imagerie sismique et des projets actuels d’évaluation des risques volcanique, sismique et de mouvement de terrain.

Nous avons eu recours, durant notre travail à plusieurs méthodes numériques de modélisation de la propagation des ondes en milieu complexe. Nous présenterons ces méthodes au cours d’un deuxième chapitre. Nous présentons la méthode de résolution de l’équation de l’eikonal, Podvin-Lecomte et étudions sa validité. Nous présentons le logiciel de tracé de rais Norsar2-3D et illustrons son intérêt pour simuler des ondes réfléchies. Nous présentons enfin la méthode des éléments spectraux qui permet de simuler la propagation du champ d’onde sismique complet en 2 et 3 dimensions.

Nous discutons, au sein d’un troisième chapitre, du choix des méthodes d’imagerie adaptées à nos problèmes. Nous décrivons ainsi le principe des méthodes tomographiques et discutons des limites de telles approches basées sur la mesure de valeurs intégrales et la théorie des rais. Nous introduisons ensuite les méthodes d’interprétation des phases diffractées, réfléchies et remarquons que, bien que difficile à mettre en oeuvre, ces méthodes permettent d’augmenter la résolution de l’objet étudié. Nous nous focalisons enfin sur le problème de l’imagerie de proche surface et introduisons deux méthodes complémentaires développées durant ma thèse.

Le quatrième chapitre constitue le coeur de notre travail. Nous décrivons étape par étape

le cheminement expérimentale qui nous a permis finalement d’imager la structure interne d’un cône Strombolien de la Chaîne des Puys dans le Massif central. Nous nous focalisons sur les étapes de préparation de la campagne d’acquisition des données, présentons la campagne d’acquisition, le traitement des données et finalement les résultats tomographiques ainsi que leur interprétation.

Le cinquième chapitre décrit un travail original qui concerne la caractérisation des propriétés sismique superficielles des zones de faille. Ce travail inclue une partie expérimentale et une partie d’analyse de données synthétiques obtenues avec la méthode des éléments spectraux.

Nous concluons enfin ce travail et présentons des perspectives de recherche pour les travaux à venir sur l’imagerie sismique de structures complexes pour la prévention des risques volcanique et sismique.

# Chapitre 2

## Le projet Imagerie de Haute Résolution (IHR)

Nous décrivons, dans une première partie, le lien historique et instrumental entre l'exploration sismique de type industrielle et la sismologie active. Cette réflexion nous amènera à présenter l'origine et les objectifs du réseau IHR. Nous proposons ensuite une description instrumentale du réseau IHR et présentons le projet d'imagerie du volcan de la Soufrière de Guadeloupe qui constitue le premier projet majeur pour le réseau IHR. Nous présentons enfin les applications potentielles du réseau IHR pour la prévention des risques sismique et de glissements de terrain.

### 2.1 Origine du projet IHR

Les premières expériences d'exploration sismique datent des années 1910 et sont étroitement liées à la recherche de nouveaux gisements pétroliers. La photo présentée figure 2.1 rappelle que, à cette époque, le signal sismique converti en signal électrique par des sismomètres électromagnétiques était *imprimé* sur papier par enregistrement optique. Dans le domaine de l'exploration sismique industrielle, l'évolution des techniques d'acquisition, de traitement et d'interprétation sismique permet actuellement d'imager des structures géologiques d'extensions latérales pluri-kilométriques situées à des profondeurs de plusieurs kilomètres avec une résolution hectométrique (figure 2.2).

Parallèlement, les chercheurs appartenant aux institutions académiques se sont progressivement intéressés à ces techniques dans le but d'imager la croûte terrestre. De 1956 à 1960, une collaboration entre des sismologues Européens et la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) a permis d'entreprendre 3 grands profils de sismique réflexion à tra-

vers les Alpes [*Closs and Labrouste* (1963)]. L'objectif scientifique majeur était d'estimer la structure profonde de la Chaîne des Alpes grâce à l'enregistrement d'ondes réfléchies sur la surface de Mohorovicic. La figure 2.3 présente un des capteurs électromagnétique utilisé lors de cette expérience et un cliché d'une explosion de 25 tonnes de dynamite dans le lac Nègre (Mercantour). Depuis, de nombreuses campagnes d'exploration sismique ont permis de caractériser la structure de la lithosphère sous la France (Géofrance 3D) l'Amérique du Nord (COCORP, LITHOPROBE), l'Europe de l'Ouest (ECORS, BIRPS, DEKORP) ou encore le Tibet (INDEPTH).

Dans le domaine de l'évaluation des risques sismique et volcanique, les techniques d'imagerie sismique active ont progressivement été utilisées dans le but de caractériser la structure de failles actives ou de volcans. En 2001, une importante campagne de sismique marine s'est déroulée en mer de Marmara dans le but d'imager, à l'échelle crustale, la faille Nord-Anatolienne responsable des séismes dévastateurs touchant cette région [*Hirn et al.* (2002)]. De plus, depuis une vingtaine d'années, de nombreux travaux ont permis d'imager des systèmes volcaniques depuis leur enracinement (asthénosphère) jusqu'à la surface [*Nercessian et al.* (1984), *Laigle et al.* (2000), *Zollo et al.* (2002), *Auger et al.* (2003)].

Dans le domaine de l'exploration sismique pétrolière les cibles à imager présentent des extensions latérale et verticale de plusieurs kilomètres alors que dans le domaine de la sismologie active, les cibles s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres. Ainsi, les instruments d'acquisition de données sont différents. Les capteurs sismiques utilisés en prospection sismique (géophones) ont une fréquence de coupure relativement haute de (entre 10 et 50 Hz) alors que les sismomètres sont adaptés à l'enregistrement de fréquences plus basses (de 0.1 Hz à 30 Hz). De plus, en prospection sismique, les signaux sont centralisés en temps réel et donc datés en temps relatif par rapport au déclenchement de la source alors que dans le cas de l'imagerie à plus grande échelle, les signaux sont enregistrés de manière indépendante et datés en temps absolu. Cette datation doit, par ailleurs, être précise à la milliseconde.

Le projet *Imagerie Haute résolution* est né de la motivation de posséder un réseau sismique-sismologique national qui permette à la fois l'imagerie à l'échelle régionale, kilométrique et hectométrique. Ce réseau peut donc satisfaire les exigences d'un réseau sismologique (autonomie, datation absolue, ex. réseau Lithoscope) et est adapté aux acquisitions sismiques de type prospection (enregistrement centralisé). Le développement du réseau ainsi que ma thèse ont été porté financièrement par l'Action Concertée Incitative (ACI) sur le thème de la prévention des catastrophes naturelles (ministère de l'enseignement et de la recherche).



FIG. 2.1 – Campagne de sismique réflexion à Dallas en 1931. Chaque géophone (premier plan) pèse 16 kg. Une chambre noire était amenée dans le camion afin d'imprimer les signaux sismiques (Society of Exploration Geophysicists).

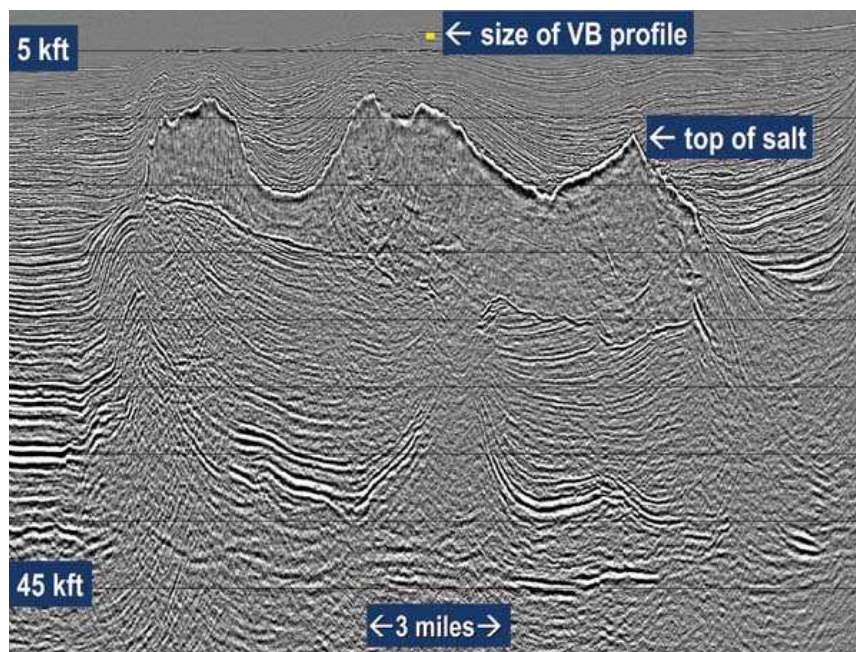


FIG. 2.2 – Profil sismique vertical extrait d'un volume 3D de données migrées (Western Geco). Le profil VB (Vines Branch) est un des premiers profils sismique effectué en 1921. 45 kft correspond à 13 km. 3 miles correspond à 4.8 km. *Dragoset* (2005).



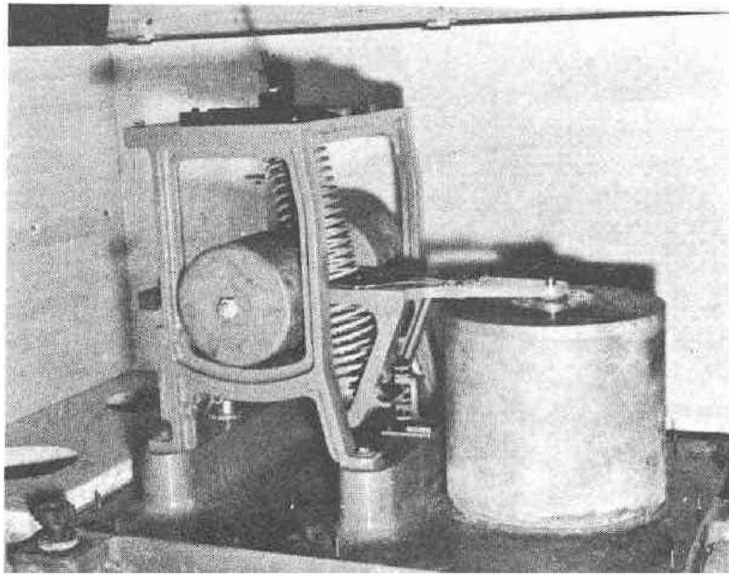


FIG. 2.3 – Séismographe vertical électromagnétique A.P.X. Explosion de 25 tonnes au lac Nègre (Mercantour). *Closs and Labrouste* (1963).

## 2.2 Description instrumentale du réseau IHR

Le développement du réseau IHR a été dirigé par Olivier Coutant du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (UJF, Grenoble). Ce réseau est composé de 210 capteurs sismiques dont la bande passante est de 2 à 80 Hz, 30 capteurs 3 composantes équivalents et 30 stations d'acquisition (Osiris) développées par l'entreprise *Agecodagis* (2.4). Afin de satisfaire les critères d'autonomie, la station consomme moins de 400 mA en acquisition et moins de 100 mA en veille. Une batterie 12 V est, de plus, alimentée par un panneau solaire. Un GPS externe permet de mesurer la dérive en temps de l'horloge à quartz de chaque station (dérive  $\leq 10^{-7}$ ). Afin de satisfaire les exigences de contrôle centralisé des données, les systèmes d'exploitation de chaque station (linux) sont munis d'interfaces réseau et chaque station est dotée d'une antenne radio. Les stations (connectées entre elles par câble ou radio) forment donc un réseau de type internet et il est ainsi possible de contrôler toutes les stations à partir d'une seule, choisie au hasard. L'évolution des principales caractéristiques des stations sismologiques, des années 1960 jusqu'à aujourd'hui, est présentée figure 2.5. Ce réseau est complété de 4 flûtes sismiques de 12 traces chacune, de 48 géophones ainsi que d'un système d'acquisition sismique de marque *Geometrics*.



FIG. 2.4 – Une nappe du réseau IHR. Chaque nappe comprend 6 capteurs verticaux, 1 capteur 3 composantes, 1 station d'acquisition, 1 antenne WiFi, 1 GPS, 1 panneau solaire et 1 batterie.

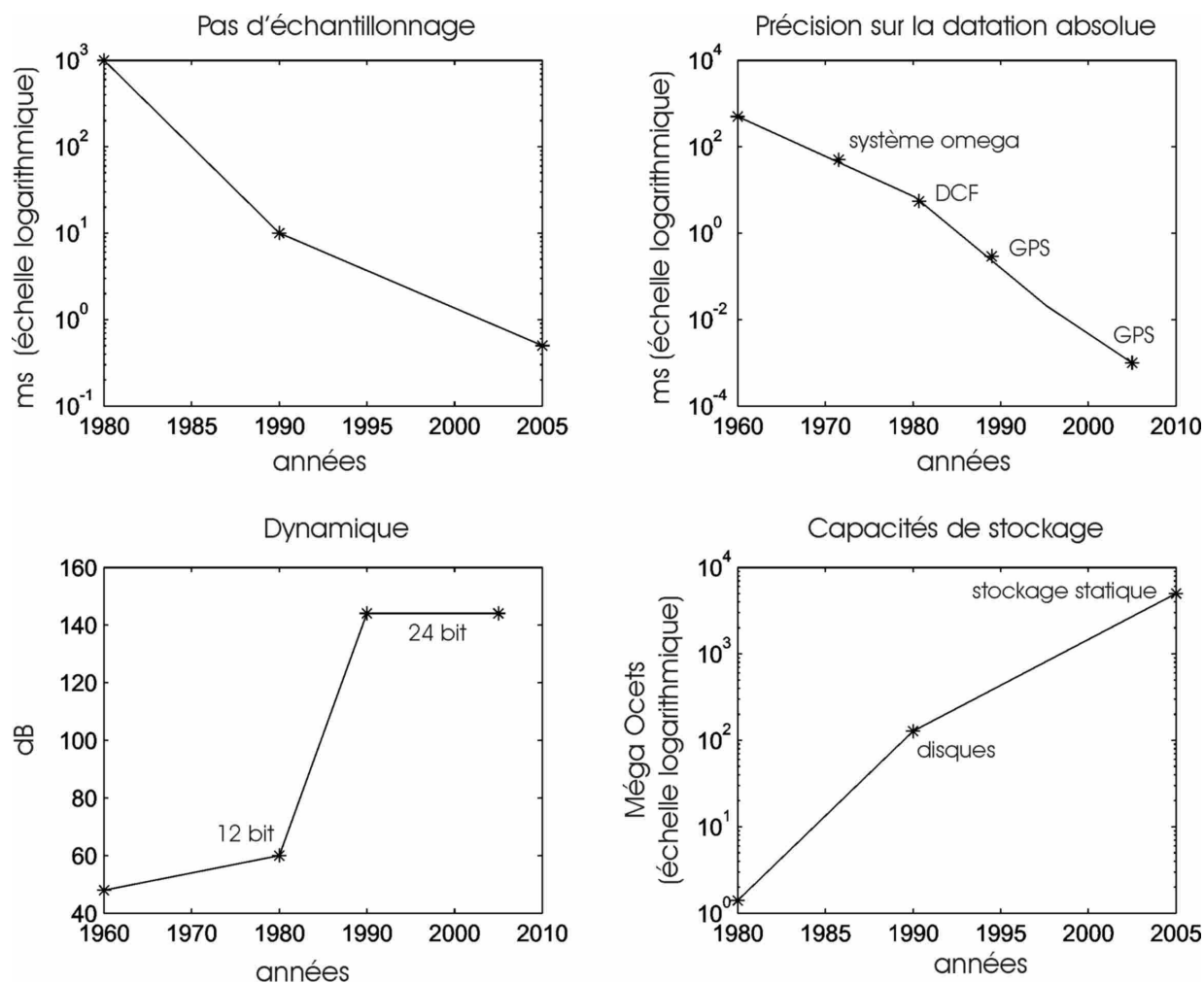


FIG. 2.5 – Evolution au cours des 30 dernières années des performances des systèmes d'acquisition sismologique.

## 2.3 Imagerie sismique du volcan de la Soufrière de Guadeloupe et campagne préliminaire d'imagerie d'un volcan de la Chaîne des Puys

### 2.3.1 Contexte tectonique et volcanique du volcan de la Soufrière de Guadeloupe

Dans un contexte globale de subduction des plaques Nord-Américaine et Sud-Américaine sous la plaque Est-Caraïbe (2 cm/an), de nombreux séismes sont nucléés dans la plaque chevauchante (40 premiers kilomètres), au sein de grands systèmes de failles décrochantes et normales (figure 2.6). Par ailleurs, l'arc volcanique des Petites Antilles, parallèle à l'arc de subduction et situé à une distance variant de 200 à 400 km de cet arc, s'est formé au cours de nombreux épisodes volcaniques successifs. Les plus récents correspondent, aujourd'hui, à l'activité des volcans de la Soufrière (Guadeloupe) et de Soufrière Hills (Montserrat).

L'île de la Basse Terre, située à 16°N au sein de l'arc des Petites Antilles, correspond à la partie Sud-Ouest de l'île de la Guadeloupe. L'île de la Basse-Terre est entièrement volcanique et les 5 grands complexes éruptifs qui s'alignent selon une orientation NNW se sont succédés au cours des 3.5 MA passées (figure 2.6). Le Dôme de la Soufrière s'est formé il y a 560 ans suite à une éruption magmatique et fait partie du complexe volcanique le plus jeune (200 Ka) appelé *La Grande Découverte*.

La prise en compte de l'aléa volcanique nécessite de considérer à la fois les possibles éruptions phréatiques, les plus fréquentes, des éruptions avec formations d'un dôme de lave mais aussi les éruptions avec écroulement d'un secteur de flanc du dôme. Les travaux de recherche en cours suggèrent la récurrence d'au moins cinq événements de ce type depuis dix mille ans, accompagnés de mise en place de produits dits *d'avalanche de débris* (quelques centaines de millions de m<sup>3</sup>) sur une zone de 40-60 km<sup>2</sup> s'étendant depuis la Soufrière jusqu'à la côte Caraïbe et principalement dans les anciennes vallées qui drainent les flancs du volcan. Au moins, une de ces éruptions à écroulement de flanc (Il y a environ 300 000 ans) a été associée à une activité magmatique caractérisée par une explosion latérale catastrophique qui a détruit une zone de 60-100 km<sup>2</sup> au sud-ouest du volcan. De plus, la topographie de la chaîne de la Grande Découverte est liée au contexte tectonique et ainsi, les flancs Est-Ouest présentent une inclinaison relativement régulière de part et d'autre du dôme alors que les limites Nord et Sud sont bordées d'escarpements (activité des failles normales Est-Ouest). En cas de déstabilisation de flanc, le produit éruptif (debris flows, coulées andésitiques, coulées pyroclastiques) aura ainsi tendance à être canalisé

dans les directions Est-Ouest vers la mer Caraïbe ou vers l'Atlantique. La faille de la Ty (sénestre, orientée S-N) qui traverse le dôme pourrait aussi jouer un rôle important dans la fragilisation et déstabilisation de la partie sommitale du dôme [Feuillet (2000)].

### 2.3.2 Observations volcanologiques et imagerie géophysique

L'observatoire du volcan de la Soufrière permet de surveiller l'activité volcanique et sismique en Guadeloupe. Les réseaux sismologiques, de mesure des déformations et de physico-chimie permettent d'étudier le fonctionnement du volcan en périodes non-éruptive et de déceler de manière plus fiable des changements soudains ou progressifs de comportement qui pourraient présager une éruption future (Beauducel, 2002). Ces observations peuvent être de plus complétées par des observations magnétiques directement liées à l'activité hydrothermale et magmatique [Pozzi et al. (1979)].

L'imagerie géophysique (principalement électrique et sismique) de structures volcaniques permet d'identifier des variations de propriétés physiques internes aux édifices. L'interprétation de ces variations permet de localiser et caractériser des zones de magma fondu (chambre magmatique, conduits d'alimentation, veines de magma), des zones d'altération hydrothermale, des contacts entre roches volcaniques différentes ou encore des zones endommagées par un réseau de failles, de fractures. Ces informations sont donc précieuses pour la compréhension et la prévision des mécanismes volcaniques associés à une éruption et donc pour l'évaluation des risques volcaniques.

Des résultats de tomographies électriques sur le dôme de la Soufrière ont notamment permis de délimiter plusieurs zones hydrothermales et une zone instable sur le flanc sud [Gibert and Nicollin (2003)]. Deux campagnes d'imagerie sismique ont été effectuées en décembre 2001 et mai 2002. Une quarantaine de sources explosives ont été réparties autour du dôme et une vingtaine des stations sismologiques ont enregistré les ondes transmises à travers l'édifice. Les résultats tomographiques permettent d'imager le réseau hydrothermale principale et de localiser des zones de fracture (Coutant, 2003, figure 2.7). De plus, un profil de sismique réfraction a été effectué en Mars 2003 dans le but d'imager la faille de la Ty [Brenquier et al. (2004)]. Les résultats ont permis de définir l'épaisseur de la zone de faille (40 m) et d'estimer les vitesses sismiques des ondes P et S au sein de cette zone caractérisée par une forte altération hydrothermale (figure 2.8).

### 2.3.3 Le projet d'imagerie d'un volcan de la Chaîne des Puys

Le déploiement complet du réseau IHR sur le dôme de la Soufrière permettrait d'augmenter d'un facteur 7 la résolution des structures étudiées par rapport aux études précédentes (210 capteurs contre 30 précédemment). Il apparaît cependant primordiale de définir préalablement une méthodologie d'acquisition et de traitement des données adaptée aux topographies compliquées et à la forte hétérogénéité des structures étudiées. Nous avons donc choisi d'effectuer une expérience *méthodologique* d'imagerie haute résolution sur un volcan de petite échelle situé au sein de la chaîne des Puys (Massif central, France). Ce site présente les avantages d'être situé proche de Grenoble (4 h en voiture) et de regrouper les contraintes pour l'imagerie associées au milieu volcanique (topographie compliquée, subsurface hétérogène, forte végétation, climat rude). Les détails de ce projet sont décrits au chapitre 4.

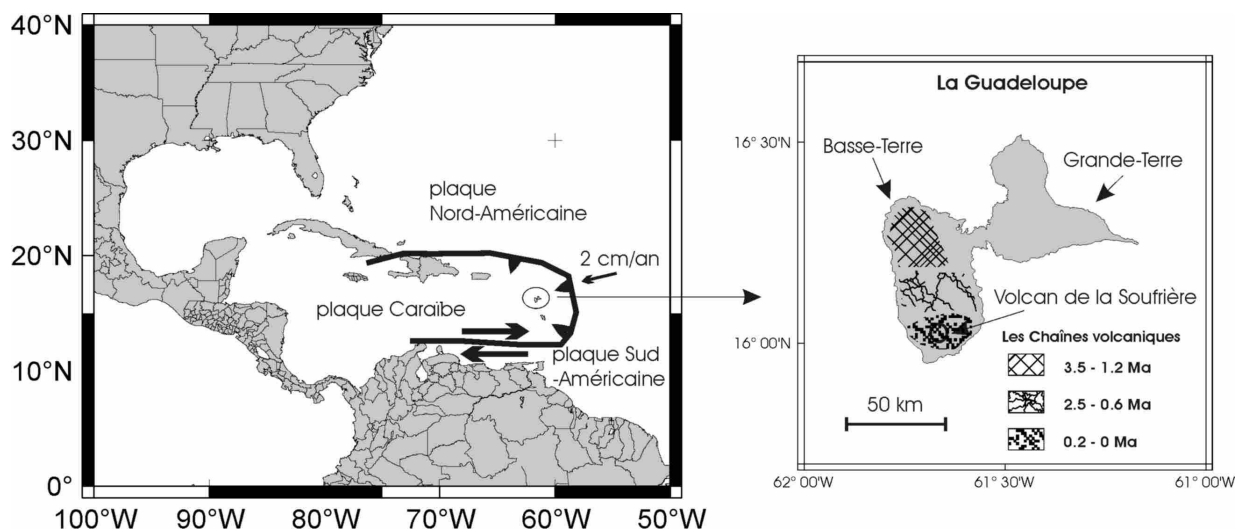


FIG. 2.6 – Contexte tectonique des Antilles et ages des chaînes volcaniques de la Guadeloupe [Feuillet (2000)].

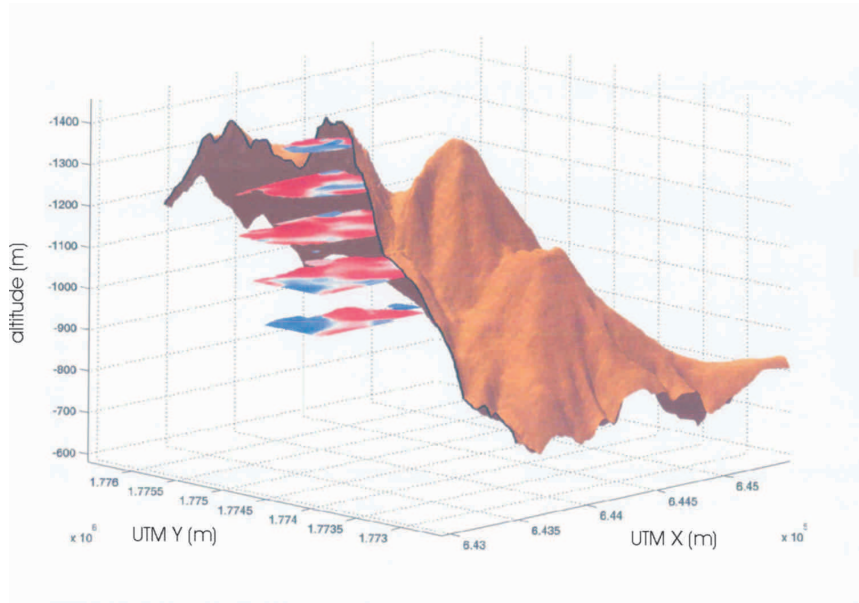


FIG. 2.7 – Résultats de la tomographie sismique du dôme de la Soufrière suite aux campagnes de 2001 et 2002. Les couleurs rouge et bleu indiquent des variations de vitesse positives et respectivement négatives de l'ordre de 20 % par rapport à un modèle de vitesse initiale (*Coutant, 2003*).

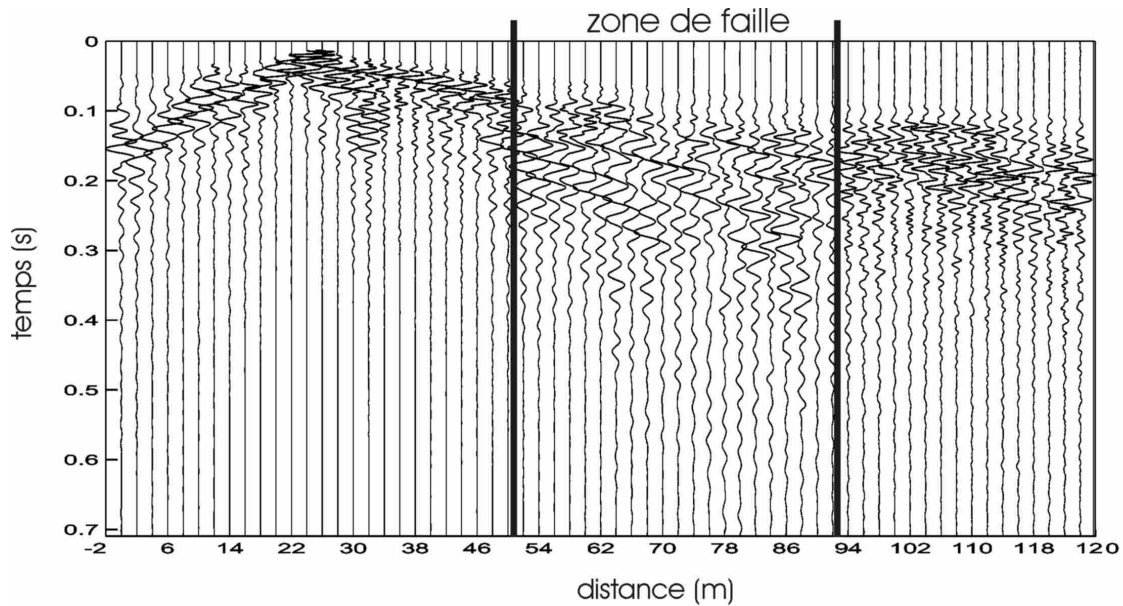


FIG. 2.8 – Profil sismique à travers la faille de la Ty (*Brenquier, 2003*).



## 2.4 Apports de l'imagerie sismique Haute Résolution pour l'évaluation du risque sismique

Nous décrivons ici les apports de l'imagerie sismique de Haute Résolution pour l'évaluation de l'aléa sismique.

### 2.4.1 Imagerie sismique des failles sismogènes

Les données accélérométriques ou téléseismiques permettent de déterminer la magnitude, la localisation, la durée et le mécanisme focale d'un séisme ainsi que les caractéristiques du glissement (répartition spatiale et vitesses) [Bouin *et al.* (2004), Vallée and Bouchon (2004)]. Cependant, mise à part l'étude des failles exhumées ou des échantillons issus de forages, il existe peu de moyens d'obtenir des informations sur la géométrie et les propriétés des failles sismogènes. Ces informations sont pourtant essentielles pour la modélisation de la rupture sismique et de la génération du champ d'onde sismique.

Les techniques de sismique réflexion haute résolution permettent d'imager des interfaces sismiques en profondeur. Les couches géologiques associées à ces interfaces subissent les déformations associées aux ruptures sismiques. L'imagerie de ces interfaces permet donc, d'une part, d'évaluer la géométrie de ces failles (type, orientation, pendage) mais aussi de quantifier leur activité passée (mesure des déplacements) [Pratt *et al.* (1998), Demanet *et al.* (2001), Wang (2002)]. De plus, l'analyse de la propagation des ondes sismiques au sein des zones de failles permet d'estimer leur propriétés sismiques et ainsi d'évaluer l'endommagement des zones de gouges.

### 2.4.2 Imagerie sismique des structures associées aux effets de site

Le piégeage des ondes sismiques au sein des bassins sédimentaires entraîne une amplification des mouvements du sol et donc une augmentation de l'aléa sismique. L'évaluation de cet aléa nécessite de modéliser ce phénomène de résonance des couches sédimentaires et donc de connaître la distribution des vitesses d'onde dans le milieu étudié. Les analyses diagaphiques permettent d'estimer ces paramètres localement et sont extrêmement coûteuses. Les techniques de sismique réflexion permettent d'imager les différentes couches sédimentaires et d'estimer leur vitesses d'onde P et S [Dietrich *et al.* (2001)]. Le réseau IHR est particulièrement bien adapté aux expériences de sismique réflexion 2 et 3D puisque il a été conçu pour permettre un contrôle centralisé des données d'une manière similaire aux



réseaux de prospection sismique classique. Son déploiement est prévu à travers la vallée du Grésivaudan (Isère, France) dans le but d'évaluer les effets 3D des bords du bassins sur la réverbérations des ondes sismiques (*Cornou, 2005*).

## 2.5 Estimation des risques de mouvement de terrain

L'estimation des risques de glissement de terrain nécessite une approche pluridisciplinaire. La géologie permet de qualifier le type de glissement et d'estimer le volume et les propriétés structurales des massifs affectés. L'hydrologie permet de localiser et quantifier les écoulements souterrains. L'approche mécanique consiste à modéliser la stabilité du massif affecté.

### 2.5.1 Imagerie sismique active

Des études récentes montrent l'intérêt d'utiliser des méthodes géophysiques dans le but de caractériser et de délimiter la masse de roche affectée par un mouvement de terrain. Les travaux de *Meric et al. (2005)* montrent que des expériences de sismique active couplées à des observations de surface, permettent de localiser en profondeur des zones de fracturation importante. Sur le glissement de terrain de Séchilienne (Isère, France), ces zones sont, de plus, remarquablement corrélées avec les taux de déplacement mesurés en surface.

### 2.5.2 Imagerie sismique passive

Les récents travaux sur l'analyse du bruit de fond sismique ouvrent les portes de l'imagerie passive Haute-Résolution [*Bonnefoy-Claudet (2004)*, *Shapiro et al. (2005)*]. La méthode H/V permet d'estimer la fréquence de résonance de la couche fragilisée affectée par un mouvement. Ces résultats, complétés par des études tomographiques, permettent de décrire la géométrie de la couche étudiée. Le grand intérêt des méthodes de corrélation basées sur l'analyse du bruit de fond est d'imager le milieu par reconstruction de sources *virtuelles*. ces méthodes permettent effectivement de reconstruire la fonction de Green entre 2 capteurs sans utiliser de sources. L'inversion des ondes de surface ainsi reconstruites a pour but d'imager la répartition des vitesses d'onde S en profondeur.

Le réseau IHR est tout a fait adapté aux études décrites ici. Premièrement, il est composé de 30 capteurs 3 composantes et est donc adapté à l'application de la méthode H/V. Les stations d'acquisition sont de plus conçues pour permettre une grande autonomie (faible consommation, grandes capacités de stockage) et sont donc particulièrement bien

adaptées à l'acquisition de bruit de fond sismique sur de longue durée. Son déploiement sur un glissement de terrain a été effectué pour la première fois en Août 2005 sur le glissement de Åknes en Norvège par M. Dietrich en collaboration O. Meric, L. de Barros et I. Lecomte (Norsar, Oslo) (figure 2.9).



FIG. 2.9 – Déploiement du réseau IHR sur le glissement de terrain d'Åknes (Norvège).  
Cliché, M. Dietrich.



## Chapitre 3

# Modélisation de la propagation des ondes en milieu complexe, théorie des rais et éléments spectraux

Les premières modélisations des ondes sismiques sont issues de l'application de la théorie des rais classiquement développée dans le domaine de l'optique et de l'acoustique [*Born and Wolf* (1959a)]. Cette théorie ne représente que partiellement la complexité de la propagation des ondes sismiques puisqu'elle est fondée sur la résolution des équations de la propagation des ondes acoustiques. Dans le domaine de la sismologie, cette théorie a cependant permis d'interpréter des enregistrements sismiques à l'échelle du globe et d'élaborer un modèle de terre composé de différentes couches de vitesses et de densités variables [*Jeffreys and Bullen* (1940)].

Dans le cas de l'étude de milieux complexes, hétérogènes, la validité de cette méthode de modélisation peut être remise en question car les effets d'interaction entre des ondes de longueur d'onde finie et les hétérogénéités du milieu peuvent dominer les enregistrements sismiques. Les travaux de *Wegler and Lühr* (2001) sur le volcan du Merapi montrent que les amplitudes des ondes P et S directes, générées par une source explosive, sont extrêmement faibles. L'énergie sismique est effectivement concentrée au sein d'un paquet d'onde qui suit l'arrivée directe et qui est composé d'ondes multiples diffractées. Au-delà de ces observations relatives à l'énergie des ondes sismiques, *Spetzler and Snieder* (2004) montrent qu'une onde de longueur d'onde finie peut être déphasée de  $\pi$  suite à la propagation à travers un milieu hétérogène continu. La théorie des rais ne permet pas de prédire une telle évolution de l'énergie et de la phase des ondes. Dans ces situations, il est nécessaire d'avoir recours à des méthodes de modélisation du champ d'onde complet de type différences-finies

[Moczo *et al.* (1999)] ou éléments spectraux [Komatitsch (1997)] dont le but est, d'une part de modéliser toutes les composantes du champ d'onde élastique (ondes S, ondes de surface) et d'autre part, de prendre en compte les interactions complexes entre les ondes et le milieu hétérogène.

Après une brève introduction de la théorie des rais selon Cervený (2001), nous introduisons les méthodes numériques, basées sur cette théorie, que nous utilisons pour la suite de ce travail. Nous insistons particulièrement sur l'application et la validation de ces outils numériques pour modéliser la propagation d'ondes dans des milieux complexes (fortes variations de vitesses, interfaces verticales). Nous introduisons, ensuite, une méthode de modélisation du champ d'onde complet par éléments spectraux [Komatitsch (1997)] et illustrons son application à l'échelle sub-kilométrique. Nous discutons, finalement, de la validité de la théorie des rais en milieu complexe.

### 3.1 Applications de la théorie des rais à l'échelle sub-kilométrique

Faisons l'hypothèse de séparation du champ d'onde élastique dans un milieu hétérogène en deux composantes de compression et de cisaillement. Considérons, de plus, que les paramètres élastiques  $(\rho, \lambda, \mu)$  varient lentement et de manière continue. La propagation de l'onde de compression P peut être décrite dans le cas acoustique 1D par l'équation,

$$\nabla^2 p = \frac{1}{c^2(x)} \ddot{p} . \quad (3.1)$$

$p$  représente le mouvement de l'onde acoustique-sismique et  $c$  est sa vitesse. La solution de cette équation peut s'écrire sous la forme générale d'une fonction complexe,

$$p(x, t) = P(x) \exp[-i\omega(t - T(x))] . \quad (3.2)$$

$P$  est un terme d'amplitude et  $\omega(t - T(x))$  est un terme de phase. En substituant  $p(x, t)$  sous cette forme dans l'équation 3.1, on écrit,

$$-\omega^2 P[(\nabla T)^2 - 1/c^2] + i\omega[2\nabla P \cdot \nabla T + P \cdot \nabla^2 T] + \nabla^2 P = 0 . \quad (3.3)$$

Pour des fréquences *infinitement* grandes, le terme en  $\omega^2$  domine les autres termes dans l'équation 3.3. On peut donc récrire cette équation en négligeant les termes en  $0(\omega)$ ,

$$(\nabla T)^2 = 1/c^2 \quad (3.4)$$

L'équation 3.4 est appelée équation de l'eikonal et représente une équation aux dérivées partielles non-linéaire qui, par intégration, permet le calcul des temps de propagation  $T(\mathbf{x})$  en chaque point du milieu, en fonction des vitesses moyennes locales de propagation  $c(\mathbf{x})$ . Le trajet le long duquel l'énergie sismique associée aux fréquences *infinitement* grandes se propage est appelé *rai sismique*.

### 3.1.1 Estimation des temps de première arrivée

A l'échelle d'une structure géologique de taille sub-kilométrique (volcan, faille, glissement de terrain), la sismologie active a pour objectif d'identifier et de caractériser des structures de tailles décamétriques (conduits d'alimentation, zones de failles, plan de glissement). Plaçons nous dans l'approximation de la théorie des rais et considérons une onde se propageant le long d'un rai de 300 m de long dans un milieu de vitesse homogène égale à 2000 m/s. Ce milieu est perturbé par une anomalie de vitesse le long du rai de 10 m de longueur et associée à une vitesse de 4000 m/s. L'anomalie de temps de propagation induite par cette anomalie de vitesse est de 3.5 ms, c.a.d, 2 % du temps de propagation totale. Afin de pouvoir interpréter ce délai en temps, il est nécessaire de pouvoir le calculer, de manière précise, par une méthode numérique. Nous présentons, ici, des méthodes de résolution de l'équation de l'eikonal qui permettent d'atteindre ces précisions.

*J. Vidale* propose une méthode de résolution de l'équation de l'eikonal par différences finies en 2 et 3 dimensions [*Vidale* (1988), *Vidale* (1990)]. Plaçons nous en deux dimensions et considérons la propagation d'un front d'onde plan (figure 3.1). Soit  $t_o$ , le temps origine de la source. les temps  $t_1$  et  $t_2$  peuvent être estimés simplement par l'équation,

$$t_i = \frac{h}{2} (s_i + s_0) , \quad (3.5)$$

$s_i$  étant les lenteurs en chaque point 0,1,2. Nous pouvons approximer le gradient du champ des temps ( $\frac{\partial t}{\partial x}$  et  $\frac{\partial t}{\partial y}$ ) en différences finies par,

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{1}{2h} (t_0 + t_2 - t_1 - t_3) \quad (3.6)$$

et

$$\frac{\partial t}{\partial y} = \frac{1}{2h} (t_0 + t_1 - t_2 - t_3) \quad (3.7)$$

Rappelons l'équation de l'eikonal en 2 dimensions,

$$\frac{\partial t}{\partial x} + \frac{\partial t}{\partial y} = s^2(x, y) . \quad (3.8)$$

Le temps  $t_3$  peut être maintenant être obtenu en substituant le terme de gauche de l'équation de l'eikonal (3.8) par les équations 3.6 et 3.7.

$$t_3 = t_0 + \sqrt{2(hs)^2 - (t_2 - t_1)^2} \quad (3.9)$$

Cette méthode permet de simuler la propagation d'ondes directes et réfractées pour des modèles 2- et 3-D composés de vitesses dont les gradients dans les directions x, y et z peuvent varier fortement. Cependant, cette méthode n'est pas valide lorsque le modèle de vitesses présente des variations discontinues et qui dépassent 5%. Ce cas est fréquemment rencontré lorsque l'on s'intéresse à la propagation d'ondes en milieu hétérogène à l'échelle sub-kilométrique (imagerie de proche surface, de structure volcaniques, de glissements de terrain). Les contrastes de vitesses sismiques rencontrés sont effectivement souvent de taille décamétrique et sont de l'ordre de plusieurs dizaines de pourcent.

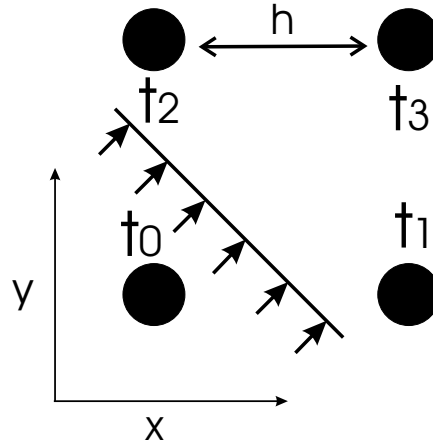


FIG. 3.1 – Représentation du maillage selon la méthode de *Vidale* (1988). Cas d'un front d'onde plan.

*Podvin and Lecomte* (1991) proposent une manière alternative pour calculer des temps de propagation en chaque point d'une grille par modélisation de plusieurs fronts d'onde indépendants. Cette approche permet de prendre en compte des modèles de vitesses discontinus. Contrairement à la méthode de *Vidale* (1988), le modèle n'est pas constitué de points mais est discrétisé sous forme de pavés ou blocs respectivement en 2 ou 3 dimensions. Chaque bloc est affecté par une vitesse constante de manière à ce que la représentation d'interfaces sismiques soit automatique. La précision de la méthode dépend fortement de la taille du maillage ( $h$ ). Cette taille doit être bien inférieure à la longueur d'onde dominante, elle même inférieure à la longueur caractéristique des anomalies de vitesses considérées.

Nous illustrons le principe de la méthode Podvin-Lecomte en reprenant l'exemple de la figure 3.1. Nous cherchons donc à calculer le temps  $t_3$  connaissant les temps  $t_1$  et  $t_2$ . Nous nous référons, à présent, à la figure 3.2 qui illustre les différents modes de propagation (diffracté, transmis ou réfracté). Dans le cas A, l'onde est diffracté au point 0. le temps  $t_3$  s'écrit alors,

$$t_3 = t_0 + hs\sqrt{2} . \quad (3.10)$$

Dans le cas B, l'onde est transmise et ainsi, le temps  $t_3$ , peut être estimé par différences finies,

$$t_3 = t_1 + \sqrt{(hs)^2 - (t_1 - t_0)^2} . \quad (3.11)$$

Le temps propagation associé à une onde réfractée à l'interface [1-3] s'écrit simplement (cas C),

$$t_3 = t_1 + hs' . \quad (3.12)$$

La méthode consiste à sélectionner le plus petit des temps calculés  $t_3$  afin de l'utiliser pour calculer les temps aux points voisins du point 3. Du fait d'un trajet composé de transmissions, réfractions, diffractions, l'énergie associée au temps calculés peut être extrêmement faible et négligeable devant une arrivée plus tardive. Cette méthode ne permet pas de distinguer ces différentes arrivées en fonction de l'énergie qu'elles propagent.

Finalement, Le trajet du rai associé à la propagation de l'énergie sismique HF d'une source vers un récepteur donné peut être tracé en suivant pas à pas, la direction donnée par le gradient local du champ des temps. Cette procédure s'effectue du capteur vers la source. L'algorithme de tracé de rais que nous utilisons a été développé en grande partie par J. Virieux [*Latorre et al.* (2004), *Monteiller et al.* (2005)]. Nous appellerons donc le code de tracé de rais que nous utilisons, le code Podvin-Lecomte-Virieux.

Nous avons testé la précision de cette méthode pour deux modèles de tailles sub-kilométrique dont les temps de propagation calculés numériquement peuvent être comparés à ceux calculés théoriquement. Le premier modèle est constitué d'un demi-espace dont la vitesse varie linéairement avec la profondeur (gradient =  $10 \text{ s}^{-1}$ ). Nous comparons les temps et les profondeurs des points bas associés à chaque rai calculé avec la méthode Podvin-Lecomte et ceux calculés de manière théorique.

Le temps de propagation théorique entre la source et un capteur situé à une distance  $l$  de la source peut être obtenu, par intégration le long du rai du temps de propagation le long d'un segment de rai,  $(\frac{dr}{v})$ ,

$$T(z) = 2 \int_0^z \frac{dr}{v} , \quad (3.13)$$



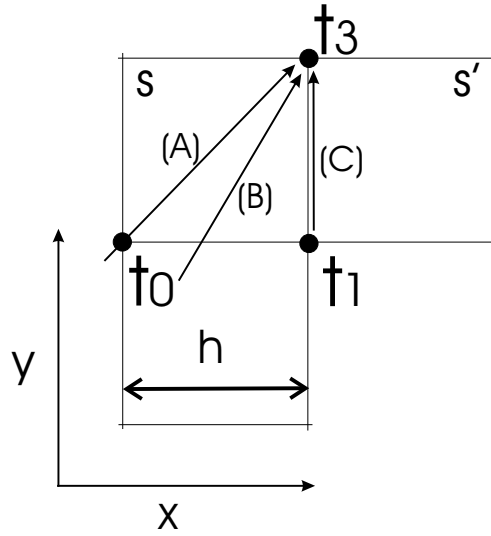


FIG. 3.2 – Principe du calcul des temps de propagation selon *Podvin and Lecomte* (1991). (A), front d'onde diffracté par le point 1. (B), front transmis à l'interface 0-1. (C), front réfracté le long de l'interface 1-3.

$z_{bas}$ , étant le point bas du rai.  $dr$  est égale à  $dz / \cos(i)$ ,  $i$  étant l'angle d'incidence du rai. On peut récrire l'équation 3.13 sous la forme,

$$T(p) = 2 \int_0^{z_{bas}} \frac{v^{-2}}{\sqrt{v^{-2} - p^{-2}}} dz \quad \text{avec} \quad p = \frac{\sin(i)}{v}, \quad (3.14)$$

$p$  étant le paramètre de rai. L'intégration de l'équation 3.14 par rapport à la vitesse  $v(z)$  ( $v(z) = v_0 + kz$ ) conduit au résultat,

$$T(p) = \frac{-2}{k} \cdot \log \left( \frac{p v_0}{1 + \sqrt{1 - p^2 v_0^2}} \right) \quad (3.15)$$

$$\text{avec,} \quad \frac{1}{p} = v_{bas} = \sqrt{v_0^2 + \frac{k^2 l^2}{4}} \quad \text{et,} \quad (3.16)$$

$$z_{bas} = \frac{\sqrt{v_0^2 + \frac{k^2 l^2}{4}} - v_0}{k}. \quad (3.17)$$

L'hodochrone théorique est présentée figure 3.3. Les résultats de la comparaison entre les temps calculés et théoriques montrent que l'erreur sur le calcul des temps est extrêmement faible ( $\approx 0.1\%$ , figure 3.4, A). L'erreur faite sur l'estimation de la profondeur des points bas est plus forte mais reste acceptable ( $\approx 1\%$ , figure 3.4, B).

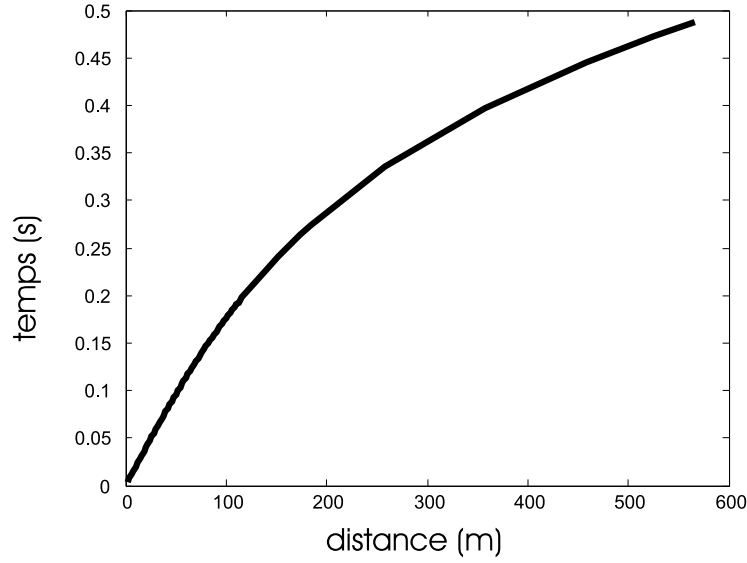


FIG. 3.3 – Hodochrone théorique pour un modèle à gradient de vitesse linéaire.

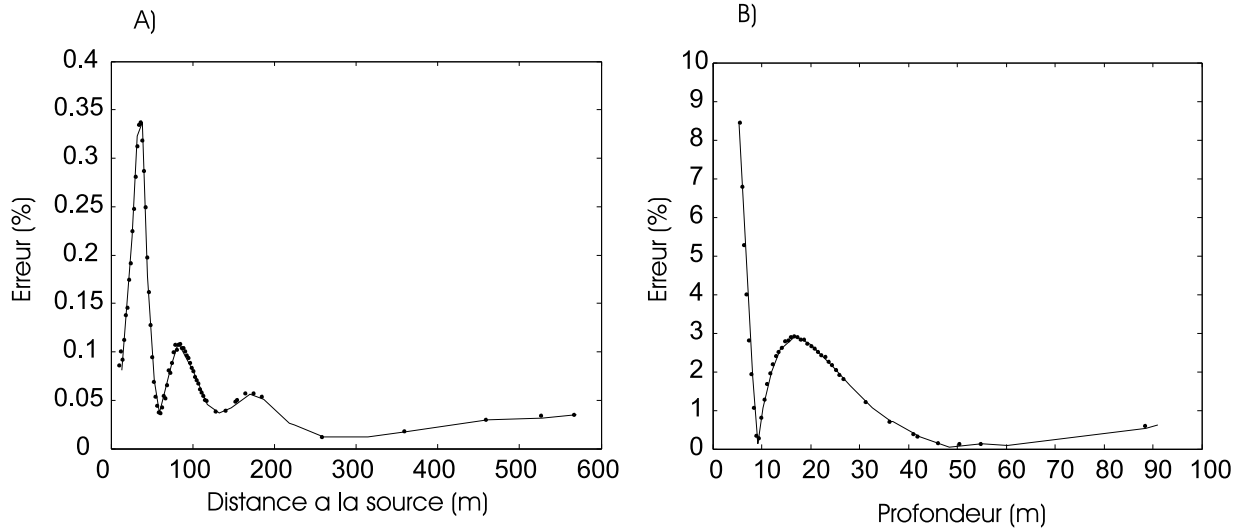


FIG. 3.4 – Précision du calcul des temps de propagation et du tracé de rais avec le code Podvin-Lecomte-Virieux. Modèle constitué d'un demi-espace avec un gradient de vitesse uniforme égale à  $10 \text{ s}^{-1}$  et une vitesse  $V_p=500 \text{ m/s}$  à la surface. A, pourcentage d'erreur sur le calcul des temps de propagation en fonction de la distance horizontale à la source. B, pourcentage d'erreur sur l'estimation de la profondeur des points bas des rais en fonction de la profondeur.

Le deuxième exemple a pour but d'illustrer la capacité de l'algorithme Podvin-Lecomte à estimer des temps de propagation d'ondes réfractées. Le modèle est constitué d'une couche homogène de vitesse  $v_p = 1700 \text{ m/s}$  surmontant un demi-espace homogène de vitesse  $v_p = 2200 \text{ m/s}$ . L'épaisseur de la première couche est de 50 m. L'hodochrone théorique associée à la propagation dans la couche superficielle s'écrit,

$$T_1(x) = \frac{x}{v_1} . \quad (3.18)$$

L'hodochrone associée à la propagation de l'onde réfractée à l'interface entre les deux milieux à l'incidence critique s'écrit,

$$T_2(x) = \frac{x}{v_2} + \frac{2h\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} . \quad (3.19)$$

La distance  $x=D$  à partir de laquelle l'onde réfractée arrive avant l'onde directe correspond au cas où  $T_1(x) = T_2(x)$ . On trouve ainsi,

$$D = \frac{2h\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 - v_1} . \quad (3.20)$$

Les résultats de la comparaison entre les temps calculés et théoriques montrent que l'erreur sur le calcul des temps est extrêmement faible ( $\approx 0.04\%$ , figure 3.5).

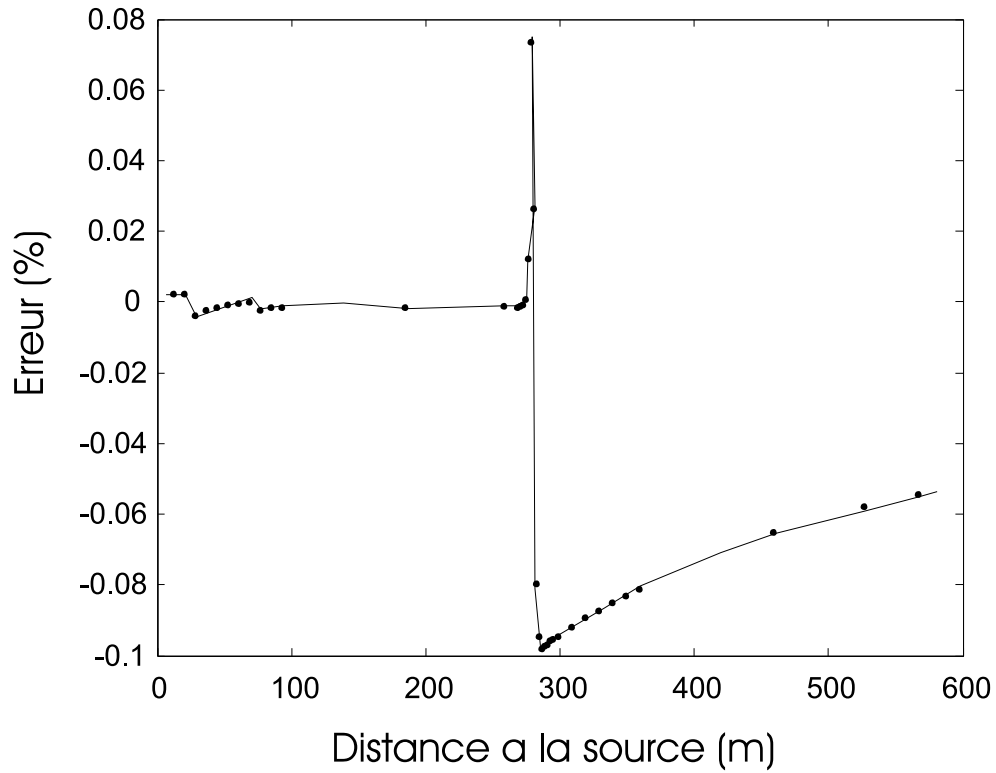


FIG. 3.5 – Pourcentage d’erreur sur le calcul des temps de propagation en fonction de la distance à la source avec le code Podvin-Lecomte-Virieux. Le modèle constitué d’une couche homogène de vitesse  $V_p=1700$  m/s surmontant un demi-espace homogène de vitesse  $V_p=2200$  m/s. L’épaisseur de la première couche est de 50 m. La distance théorique à partir de laquelle l’onde réfractée arrive avant l’onde directe est de 279 m.

### 3.1.2 Simulation d'ondes réfléchies, apports du tracé de rais (Norsar3D)

Comme nous l'avons souligné, les temps de propagation des arrivées sismiques sont étudiés dans le but d'estimer la répartition des vitesses sismiques au sein d'un milieu. L'étude des ondes réfléchies apporte, quand à elle, une information sur la géométrie des interfaces sismiques séparant deux milieux d'impédances sismique différentes. L'industrie pétrolière a développé, depuis plus de 70 ans, des techniques permettant d'interpréter les ondes sismiques générées par des sources actives et réfléchies à des interfaces en profondeur. Le but est d'identifier et de localiser des structures géologiques piégeant le pétrole ou le gaz (dôme de sel). Ces investigations sont majoritairement effectuées en domaine sédimentaire marin, à l'échelle kilométrique. Peu de travaux exploitent les ondes réfléchies en milieu complexe, à l'échelle sub-kilométrique (forte topographies, réflecteurs sub-verticaux). Les applications sont cependant évidentes concernant l'imagerie de structures géologiques associées aux risques volcanique ou sismique (imagerie de conduits d'alimentation d'édifices volcaniques, imagerie de failles). Il est, avant tout, nécessaire de posséder un outil de modélisation de ces ondes réfléchies en milieu complexe. En effet, l'analyse de simulations réalistes permet de développer des méthodes de traitement et d'interprétation des phases réfléchies dans le but d'identifier et de localiser des interfaces sismiques.

J'ai eu l'occasion, durant ma thèse, de bénéficier d'une collaboration scientifique entre M. Dietrich (LGIT) et I. Lecomte (Norsar, Oslo). J'ai ainsi eu l'opportunité, durant un séjour d'un mois à Norsar, d'apprendre à utiliser les outils de tracé de rais Norsar2D et Norsar3D. Ces outils de modélisation sont développés pour des applications industrielles de type exploration pétrolière. Nous verrons que le principe des méthodes de tracé de rais se différencie de celui des méthodes d'estimation des temps de propagation (résolution de l'équation de l'eikonal). Nous illustrons, ensuite, l'utilisation du logiciel Norsar3D dans le but de modéliser des ondes réfléchies en milieu complexe, à l'échelle sub-kilométrique.

Le principe du tracé de rais est de déterminer le trajet le long duquel l'énergie haute fréquence se propage d'une source à un capteur donné plutôt que de déterminer le temps de propagation entre cette source et ce capteur. Le temps  $\tau$  de propagation vérifie l'équation de l'eikonal alors que le rai est une *caractéristique* de cette équation [Cerveny et al. (1977)]. Reprenons l'équation de l'eikonal en coordonnées cartésiennes,

$$p_i p_i = 1/v^2(\mathbf{x}) \quad \text{avec} \quad p_i = \partial\tau/\partial x_i . \quad (3.21)$$

Soit la fonction ,  $H(\mathbf{x}, p_i)$  définie par,

$$H(\mathbf{x}, p_i) = p_i p_i - v^{-2}(\mathbf{x}) . \quad (3.22)$$

Les *caractéristiques* de l'équation 3.22 sont les trajets  $\mathbf{x}$  pour lesquels  $H(\mathbf{x}, p_i) = 0$ . La procédure de tracé de rais du logiciel Norsar2 et 3D est basée sur un système de tracé de rais *cinématique* décrit par *Vinje et al. (1993)*. Ce système d'équations différentielles s'écrit,

$$\frac{dx_i}{d\tau} = v^2 p_i \quad \text{et} \quad \frac{dp_i}{d\tau} = -v^{-1} \frac{dv}{dx_i}, \quad (3.23)$$

avec,  $x_i(\tau)$ , les coordonnées du rai,  $p_i(\tau)$ , les composantes du vecteur lenteur ( $\cos(i)/v$  et  $\sin(i)/v$ , en 2D),  $\tau$ , le temps de propagation le long du rai et  $v(\mathbf{x})$  la vitesse au point  $\mathbf{x}$ . Ce système est résolu numériquement en utilisant le développement de Taylor de l'équation 3.23, qui permet de décrire la position du rai au temps  $\tau + d\tau$ ,

$$x_i(\tau + d\tau) = x_i(\tau) + \Delta\tau v \left[ d_i + \Delta\tau \left( v_{,j} d_j d_i - \frac{1}{2} v_{,i} \right) \right], \quad (3.24)$$

avec  $d_i$ , les composantes du vecteur unitaire, tangent au rai.

Cette approche peut être complétée par une description *dynamique* du tracé de rais, qui consiste à calculer la matrice des dérivées secondes du champ des temps pour un système de coordonnées centré sur le rai [*Cerveny and Hron (1980)*]. Ce calcul permet d'estimer plusieurs caractéristiques de la propagation des ondes de volume et notamment d'évaluer la forme du front d'onde et ainsi d'estimer l'évolution des amplitudes affectées par l'atténuation géométrique.

Nous avons décrit la procédure de calcul d'un rai à partir de conditions initiales données (orientation du rai à la source). On cherche cependant, en générale, à calculer le trajet d'un rai entre une source et un capteur spécifiques sans donc connaître ces conditions initiales. On peut résoudre ce problème en calculant la propagation du front d'onde émis par la source [*Vinje et al. (1993)*, *Gjoystdal et al. (2002)*]. Le front d'onde est calculé de manière itérative, à partir du tracé de segments de rais et de la résolution du système d'équations du tracé de rai dynamique. A chaque nouvelle itération, une nouvelle famille de rais est générée de manière à ce que la distance entre chaque rai soit inférieure à une valeur fixée. Cette procédure permet de conserver un échantillonnage correct du front d'onde lorsqu'il devient fortement divergent (figure 3.6).

La réflexion des rais sur une surface courbe consiste à introduire des discontinuités dans la résolution numérique de l'équation 3.24. A chaque intersection entre un rai et une interface, une nouvelle orientation du rai est définie par la loi géométrique de Descartes et l'amplitude locale du front d'onde est estimée en prenant en compte les coefficients de réflexion et transmission définis par les équations de Zoeppritz.

Nous illustrons l'intérêt de la modélisation d'ondes réfléchies pour l'imagerie de structures complexes, à l'échelle sub-kilométrique. Prenons un modèle d'édifice volcanique de

taille moyenne (900 m de diamètre). Ce modèle est constitué de vitesses sismiques variant linéairement avec la profondeur, d'un objet cylindrique verticale représentant un conduit d'alimentation et d'un objet rectangulaire représentant un dyke. Ces hétérogénéités présentent un fort contraste de vitesse avec l'encaissant. La figure 3.7 illustre le calcul de rais réfléchis sur l'objet cylindrique verticale. La figure 3.8, A, permet de localiser les sources qui génèrent le maximum de rais réfléchis sur l'objet cylindrique. La figure 3.8, B, permet de localiser les capteurs qui enregistrent le maximum de rais émis par une source donnée et réfléchis sur l'objet cylindrique. Ces résultats permettent donc d'optimiser la répartition des sources et capteurs à la surface de la structure étudiée dans le but d'enregistrer un maximum de phases réfléchies. Il est aussi possible d'estimer, par cette méthode, l'angle d'incidence du rai réfléchi, à la surface de la structure. Cette information peut être utilisée dans le but d'amplifier le signal réfléchi par techniques de sommation (slant-stack).

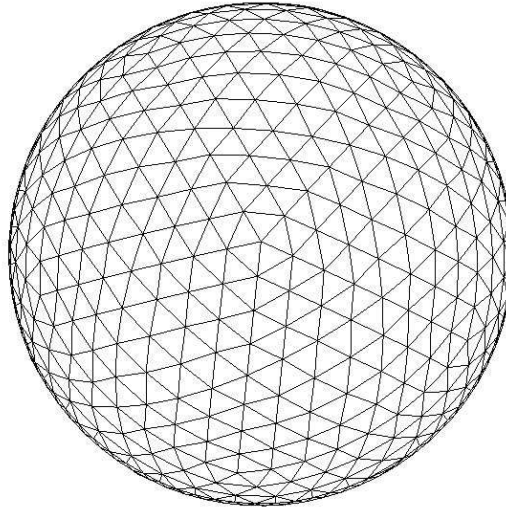


FIG. 3.6 – Front d'onde calculée par la méthode *WaveFront construction*, dans un modèle de vitesse uniforme (Norsar3D).

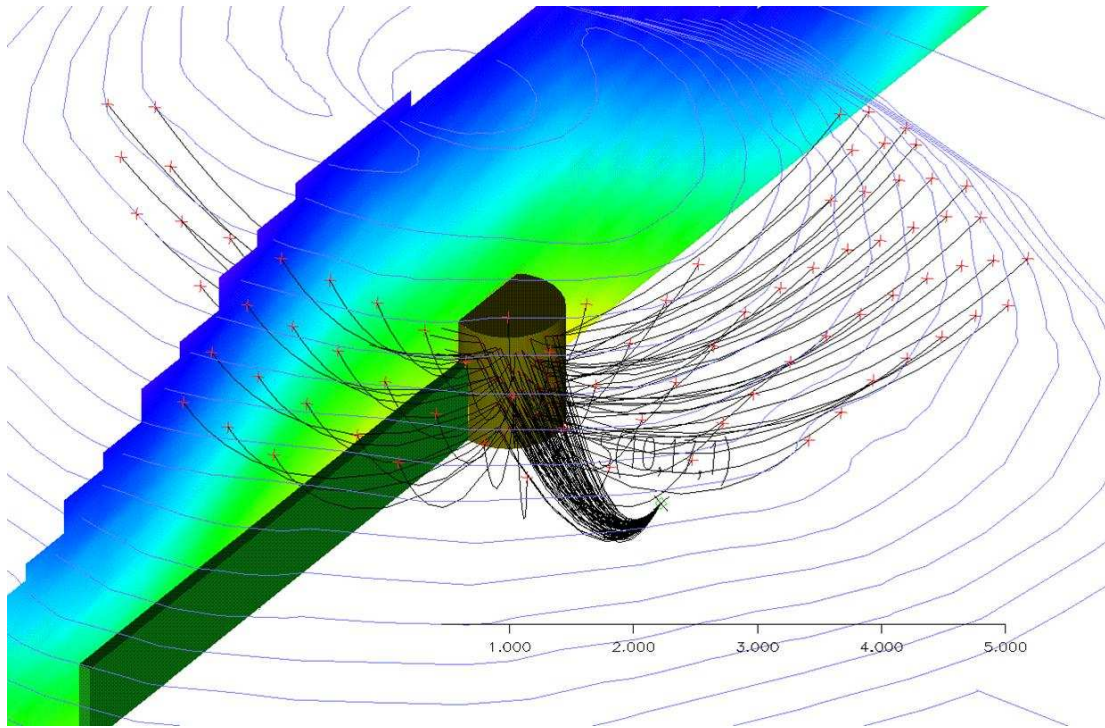


FIG. 3.7 – Rais réfléchis sur une interface verticale représentant le conduit d'alimentation d'un édifice volcanique de type Strombolien. Calculs effectués avec le logiciel Norsar3D.



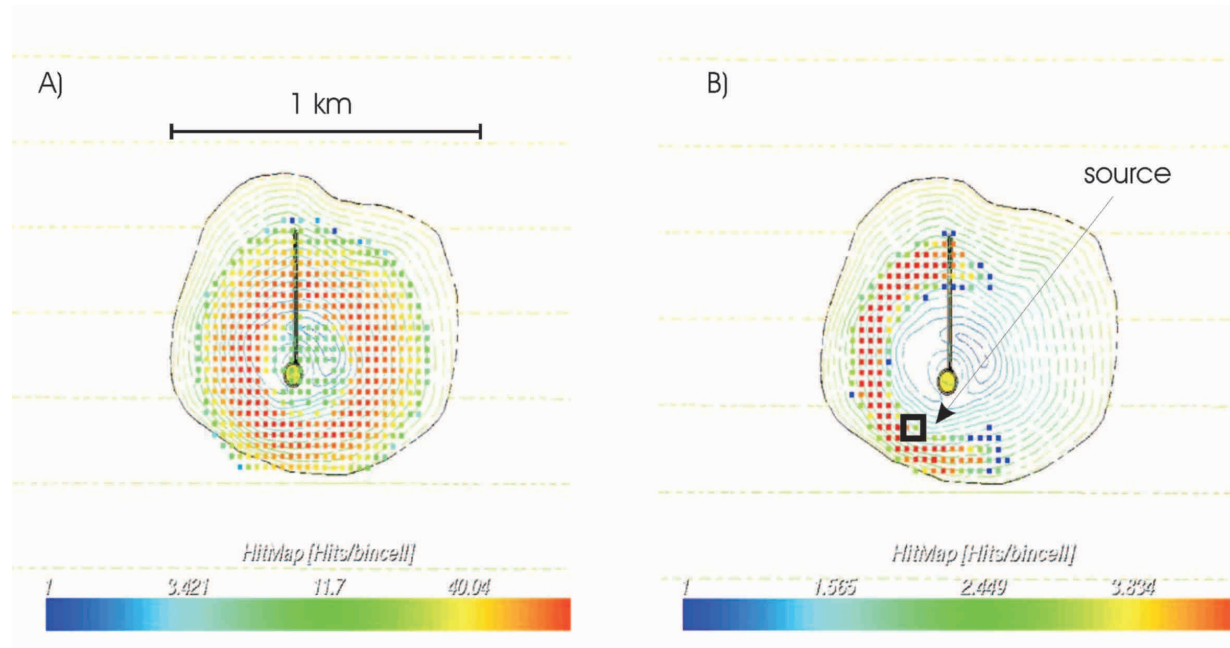


FIG. 3.8 – Cartes de répartition des ondes réfléchies. Pour ce dispositif, les sources et les capteurs sont répartis partout à la surface du modèle. A) Chaque point de couleur correspond à la position d'une source en surface. La couleur représente le nombre de rais générés par chaque source, réfléchis sur l'objet cylindrique vertical et transmis à la surface. B) Chaque point de couleur correspond à la position d'un capteur en surface. La couleur représente le nombre de rais générés la source encadrée, réfléchis sur l'objet cylindrique vertical et transmis à ce capteur.

## 3.2 Simulation du champ d'onde sismique complet, méthode des Éléments Spectraux

La théorie des rais permet de modéliser les trajets et temps de propagation des ondes de volume. La comparaison entre les temps calculés et observés permet d'estimer la répartition des vitesses sismiques dans le milieu étudié. Cependant, les temps d'arrivée des ondes de volume ne sont qu'une faible partie de l'information que contient un sismogramme. Les différentes mesures classiquement exploitées pour l'imagerie sont, l'amplitude des ondes de volume, la dispersion des ondes de surface, la décroissance énergétique de la coda. Afin de modéliser ces différentes mesures pour des milieux complexes, il est nécessaire d'avoir recours à des méthodes de modélisation de la propagation du champ d'onde sismique complet.

### 3.2.1 La méthode des Éléments Spectraux

La propagation des ondes sismiques dans des milieux hétérogènes, à l'échelle sub-kilométrique, s'avère extrêmement complexe compte tenu des topographies de surface et d'interfaces parfois accidentées et des forts contrastes de vitesse, densité et atténuation. La méthode des éléments spectraux (Spectral Element Method, SEM) développée par *Komatitsch* (1997) est une approche efficace pour la résolution de l'équation de l'élastodynamique en 2- et 3-D. Le champ d'onde est discrétisé suivant un maillage d'éléments finis [*Zienkiewicz and Morgan* (1977)] et représenté en terme de polynômes d'ordres élevés interpolés à partir de points Gauss-Lobatto-Legendre. Les principaux avantages sont que, le maillage peut suivre la topographie (ce qui évite la diffraction numérique aux interfaces), la dispersion numérique est négligeable et la condition de surface libre est satisfaite automatiquement.

J'ai eu, durant ma thèse, l'opportunité de travailler avec Emmanuel Chaljub [*Chaljub and Valette* (2004)] qui utilise cette méthode pour modéliser la propagation d'ondes en sismologie globale et à l'échelle des bassins sédimentaires pour l'évaluation du risque sismique. Les modèles que j'utilise pour ce travail de thèse ont été élaborés grâce à son aide.

### 3.2.2 Puissance et limitations de la méthode SEM

Je présente, ici, un cas d'étude qui a pour but de d'illustrer la puissance de cette méthode mais aussi les contraintes inhérentes aux simulations numériques de ce type. Nous choisissons un modèle de 1,2 km de long, 400 m de large et 2 km de profondeur.

Les vitesses sismiques, en surface, sont,  $v_p = 480 \text{ m/s}$  et  $v_s = 240 \text{ m/s}$ . Elles augmentent avec la profondeur et suivent une loi,  $v = kz + v_o$ . Nous testons la prise en compte de l'atténuation anélastique en affectant une valeur de  $Q$  faible dans une tranche verticale au centre du modèle. La fréquence centrale de la sources est 8 Hz, ce qui correspond à la propagation d'ondes de longueur d'onde minimale égale à 30 m. La taille d'un élément doit être au moins égal à la longueur d'onde minimale afin que l'algorithme ne diverge pas. Le pas de temps entre deux estimations du champ d'onde est contrôlé par l'approximation,

$$dt \leq 0.4 \cdot \frac{L_{el}}{4 \cdot \max(v)}$$

$L_{el}$ , étant la longueur minimale d'un élément, c'est à dire, 30 m. Le temps de calcul de 20000 pas de temps, c.a.d de 5 s de propagation, est de 6 heures sur 8 processeurs d'un cluster de PC (Xeon, 3 GHz). Nous présentons les résultats obtenus pour une source représentée par une force ponctuelle à la surface et pour une ligne de capteurs orientée dans le sens de la largeur et située à 650 m de cette source, à la surface (figure 3.9). On identifie clairement les différentes arrivées (P, S et Rayleigh) grâce à l'analyse des 3 composantes du champ d'onde. On identifie cependant une arrivée tardive dont la vitesse apparente n'est pas orientée dans le direction source-récepteur. Cette arrivée correspond donc probablement à une onde de surface réfléchiée sur les bords du modèle. Nous vérifions cette hypothèse en représentant l'énergie du champ d'onde sismique, à la surface et pour différents pas de temps (figure 3.10). Cet exemple sert à illustrer un cas peu favorable car la propagation des ondes est *confinée* dans une direction donnée (ici, de gauche à droite du modèle). Les conditions absorbantes des bords de type Clayton-Engquist sont effectivement moins efficaces lorsque l'angle d'incidence sur les bords est élevé [*Clayton and Engquist (1977)*]. On peut, de plus, clairement remarquer l'effet de l'atténuation anélastique plus forte au centre du modèle, c'est à dire entre 150 et 250 m sur les traces sismique, figure 3.9.

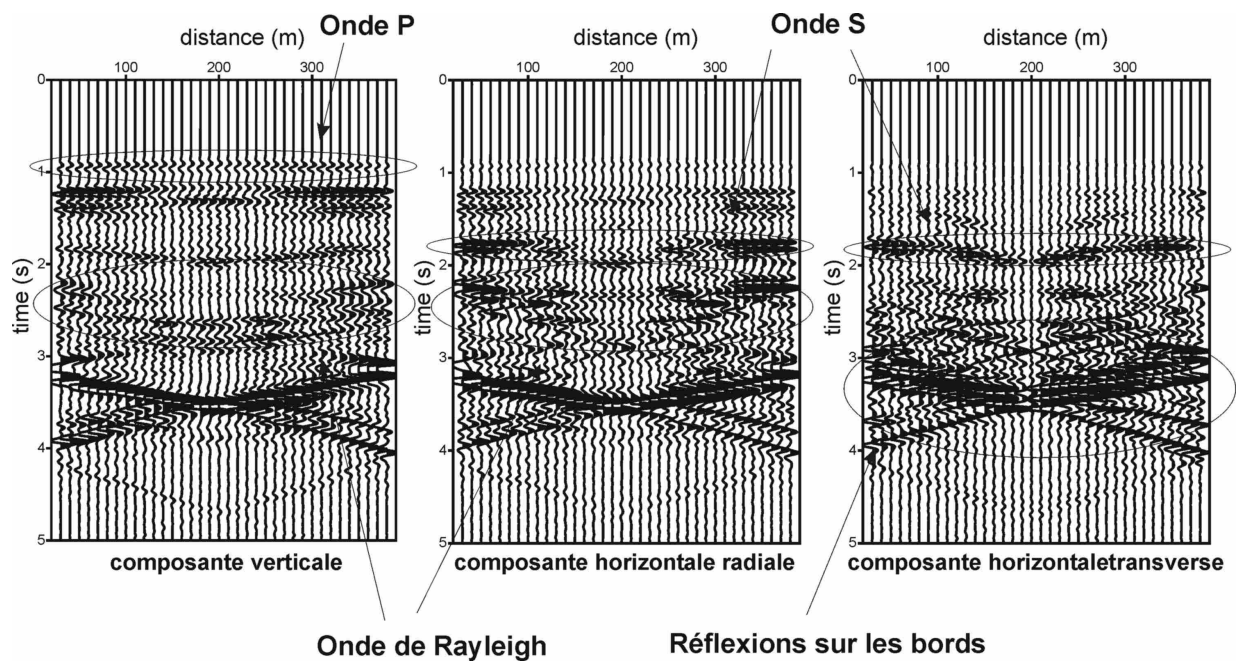


FIG. 3.9 – Traces sismiques synthétiques.

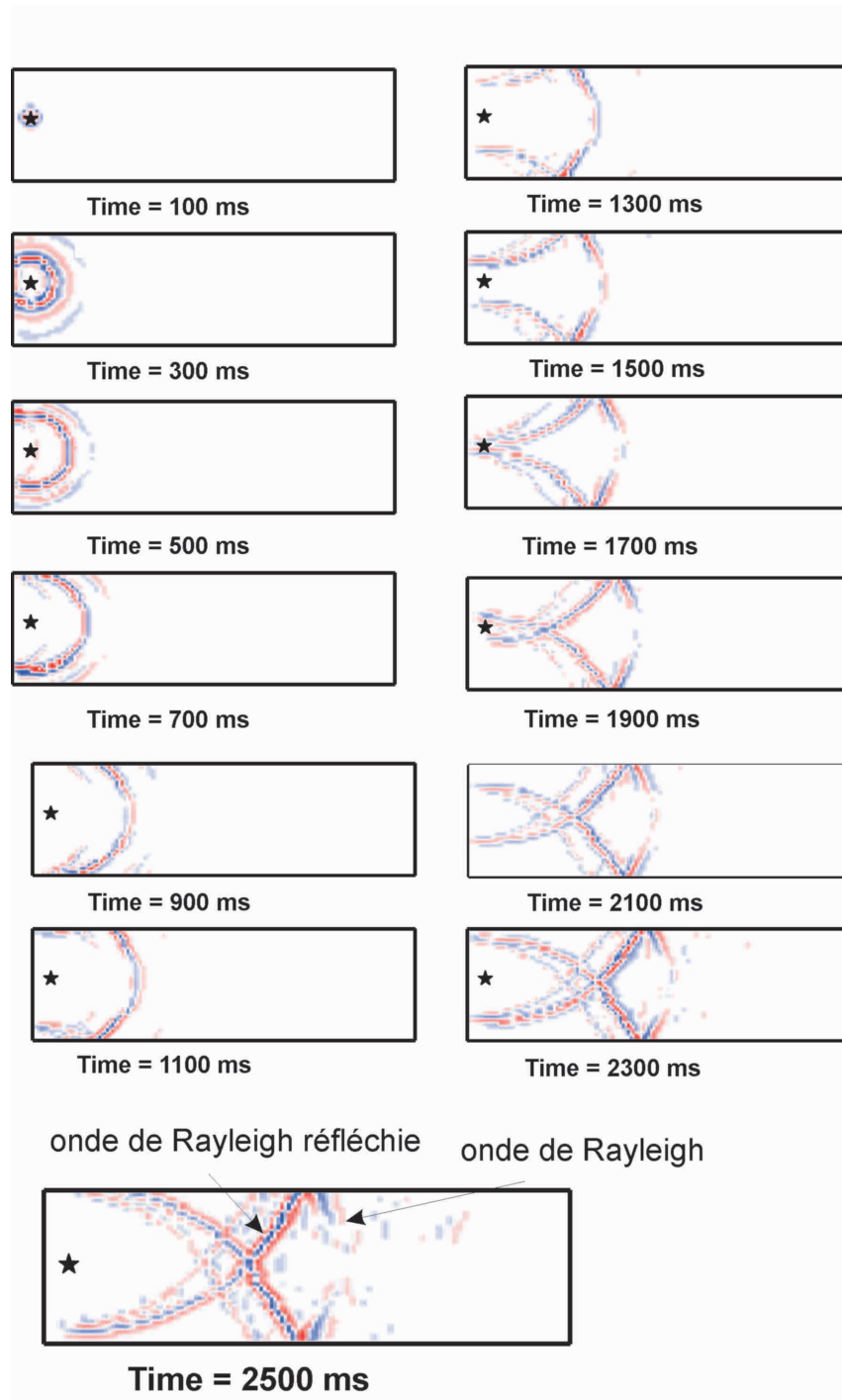


FIG. 3.10 – Energie sismique à la surface du modèle. On observe principalement la propagation d'une onde de Rayleigh directe ainsi qu'une onde de Rayleigh réfléchie sur bords du modèle.

### 3.3 Validité de la théorie des rais en milieu complexe, application de la méthode des éléments spectraux

Considérons deux milieux simplistes. L'un est composé d'une vitesse uniforme et l'autre, identique, présente, une anomalie de vitesse localisée. nous cherchons à imager cette anomalie de vitesse en utilisant les temps d'arrivée des ondes directes. Nous utilisons la théorie des rais pour modéliser la propagation de ces ondes directes et un algorithme tomographique quelconque pour imager l'anomalie de vitesse. Ainsi, la vitesse estimée de l'anomalie n'a de valeur pour l'imagerie que si l'erreur d'estimation des temps de propagation de l'onde directe à travers cette anomalie est bien inférieure à la différence des temps de propagation vrais observés dans chacun des 2 milieux. Nous appelons erreur d'estimation de temps de propagation, non pas l'erreur liée à une mauvaise paramétrisation du modèle, ni l'erreur de calcul, mais l'erreur intrinsèque liée à la méthode de modélisation, qui est une simplification de la réalité. Nous nous intéressons donc, ici, à la validité de la théorie des rais pour estimer les temps de propagation des ondes de volume dans des milieux complexes.

#### 3.3.1 Limites de la théorie des rais

Prenons un exemple emprunté à *Spetzler and Snieder* (2004) pour illustrer les limites de la théorie des rais en milieu complexe. Considérons un front d'onde plan vertical de fréquence finie égale à 200 Hz qui se propage dans un milieu de vitesse uniforme. Ce front d'onde rencontre une anomalie de vitesse représentée par une tranche verticale et composée de perturbations de vitesse de l'ordre de 3 % par rapport au milieu de référence (figure 3.11). La variabilité spatiale de ces perturbations augmente avec la profondeur. Les délais en temps correspondent à la différence entre les temps de propagation calculés dans les modèles avec et sans l'anomalie de vitesse. La courbe jaune représente les délais en temps calculés avec la théorie des rais et la courbe rouge représente les délais en temps calculés avec une méthode de différences-finies. On observe que, au-delà de 250 m, les amplitudes des délais sont mal représentées avec la théorie des rais et que, au-delà de 500 m, les délais calculés avec la théorie des rais et par différences-finies sont de signe opposés. Cet exemple a pour but d'illustrer que les temps de propagation des ondes de volume de fréquences finies ne sont pas uniquement déterminés par les vitesses le long du rai mais aussi par les vitesses autour de ce rai. Le volume autour du rai, au sein duquel se propage l'onde directe, est appelé, volume de Fresnel. *Cerveny and Soares* (1992) décrit le volume de Fresnel comme la région autour d'un rai au sein de laquelle se propage les ondes diffractées qui arrivent toutes en un capteur donné avec un temps de propagation inférieur ou égale à une fraction

n de la période dominante  $T$  de l'onde (typiquement  $2\pi/4$ ).

Nous venons d'illustrer les limites de la théorie des rais dans le cas d'une anomalie de vitesse locale. Nous pouvons, de manière similaire, nous intéresser à la limite de validité de la théorie des rais pour des ondes se propageant dans un milieu hétérogène représenté par des distributions spatiales d'anomalies de vitesse aléatoires de type Gaussienne et exponentielle. Ces 2 cas sont précisément étudiés par *Baig et al.* (2003), *Baig and Dahlen* (2004) et *Yang and Hung* (2005) pour un milieu composé d'anomalies de vitesse de faibles amplitude (de l'ordre de 10 %). Les temps de propagation dans le modèle sont estimés par inter-corrélations entre les formes d'onde *réelles* (calculées par différence-finie ou par théorie des rais) et des formes d'onde synthétiques obtenues pour un modèle uniforme. Ces travaux montrent que ces temps différentiels obtenus avec la théorie des rais sont similaires à ceux obtenus par différence-finie à condition que la longueur de corrélation des anomalies de vitesse soit supérieure à la moitié de la largeur du volume de Fresnel.

### 3.3.2 Prise en compte des effets de diffraction des ondes

La mesure de temps de propagation est souvent effectuée par pointé de première arrivée. *Spetzler and Snieder* (2004) calcul la sensibilité de cette mesure de temps à des perturbations de vitesse sur et autour du rai en utilisant l'approximation de Rytov. Cette prise en compte des effets d'interaction entre le champ d'onde de contenu spectral fini et les hétérogénéités du milieu aboutit à une meilleure représentation des temps de propagation. Reprenons l'exemple décrit figure 3.11. La courbe bleue représente les délais en temps calculés en prenant en compte le contenu fréquentiel fini de l'onde. Les délais ainsi obtenus sont bien plus proches de ceux calculés par différences-finies que ceux calculés par théorie des rais.

La mesure de temps de propagation est aussi souvent effectuée par inter-corrélations de formes d'onde réelles et synthétiques obtenues dans un modèle de vitesse initial. *Marquering et al.* (1999) calcule la sensibilité de cette mesure de temps à des perturbations de vitesse sur et autour du rai en utilisant l'approximation de Born (dérivées de Fréchet). Paradoxalement, cette sensibilité est nulle pour des variations de vitesses localisées le long du rai sismique associé à la phase étudiée (banana-doughnut). *Baig et al.* (2003) montre les temps différentiels obtenus par prise en compte de cette fonction de sensibilité sont similaires à ceux obtenus par différence-finie à condition que la longueur de corrélation des anomalies de vitesse soit supérieure à 0.1 fois la largeur du volume de Fresnel. *Montelli et al.* (2003) applique le concept de volume de Fresnel et de fonction de sensibilité (banana-doughnut) pour l'inversion de temps de première arrivée à l'échelle globale et augmente

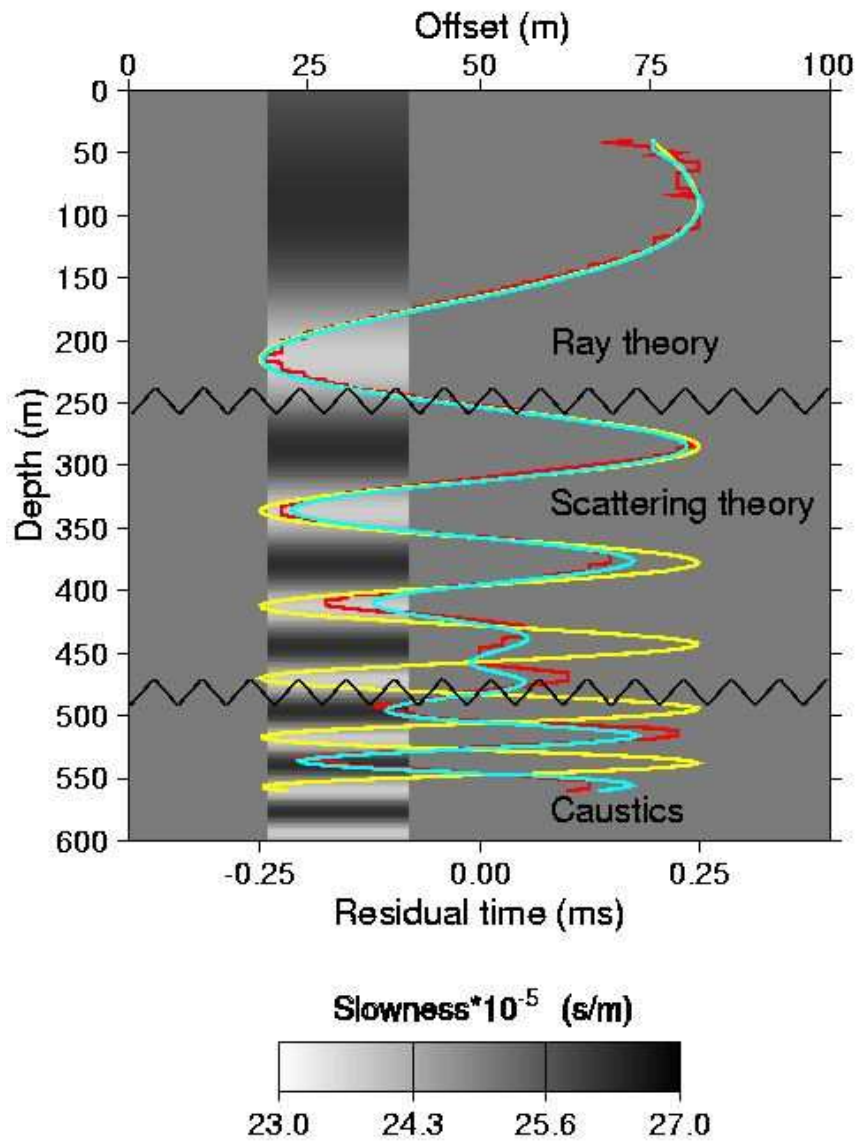


FIG. 3.11 – Limite de validité de la théorie des rais estimée dans un cas synthétique. Une onde plane se propage de gauche à droite du modèle. Les délais en temps correspondent à la différence entre les temps de propagation calculés dans les modèles avec et sans l'anomalie de vitesse. La courbe jaune représente les délais en temps calculés avec la théorie des rais, La courbe bleue, ceux calculés en prenant en compte le contenu fréquentiel fini de l'onde et la courbe rouge, ceux calculés avec une méthode de différences-finies [Spetzler and Snieder (2004)].



ainsi la résolution des images tomographiques de panaches mantelliques.

### 3.3.3 Validation de la théorie des rais dans un cas concret

Nous voyons donc qu'il est difficile de déterminer, de manière quantitative, la validité des estimations de temps de propagation par les méthodes basées sur la théorie des rais. la méthode des éléments spectraux, en revanche, permet de calculer la propagation d'une onde directe de contenu fréquentiel fini et ainsi de prendre en considérations ces effets de diffractions au sein du volume de Fresnel. Nous proposons donc de comparer, dans des cas particuliers, les temps de propagation calculés avec la théorie des rais et ceux calculés avec la méthode des éléments spectraux dans le but d'estimer la validité de la théorie des rais.

La figure 3.12 illustre la propagation du champ d'onde complet calculée avec la méthode SEM dans un modèle composé d'une couche à forte topographie ( $v_p = 2000 \text{ m/s}$ ) surmontant un demi-espace de vitesse,  $v_p = 3500 \text{ m/s}$ . Nous évaluons les délais en temps générés par la présence d'une anomalie de vitesse représentée par un cube ( $v_p = 3500 \text{ m/s}$ ). La fréquence dominante de l'onde est de 30 Hz, ainsi, les longueurs d'onde dominantes des ondes P directe et P réfractée sont respectivement 67 et 117 m. L'anomalie est de longueur et largeur égales à 90 m. La figure 3.12 présente les délais en temps associés à la présence de l'anomalie calculés avec la méthode Podvin-Lecomte (courbe rouge, 1) et la méthode SEM (courbe noir, 2). Ces délais sont estimés à la surface du modèle et la source est, elle-même, située en surface à gauche du modèle. Dans ce cas, le rayon du volume de Fresnel est de l'ordre de grandeur de la taille de l'anomalie et l'erreur sur les délais calculés avec la théorie des rais est au maximum de 20%. Ce type d'analyse constitue une étape du processus de validation de résultats tomographiques. En effet, dans le cas extrême décrit par *Spetzler and Snieder* (2004), la théorie des rais prédit une anomalie de vitesse de signe opposé à la vrai.

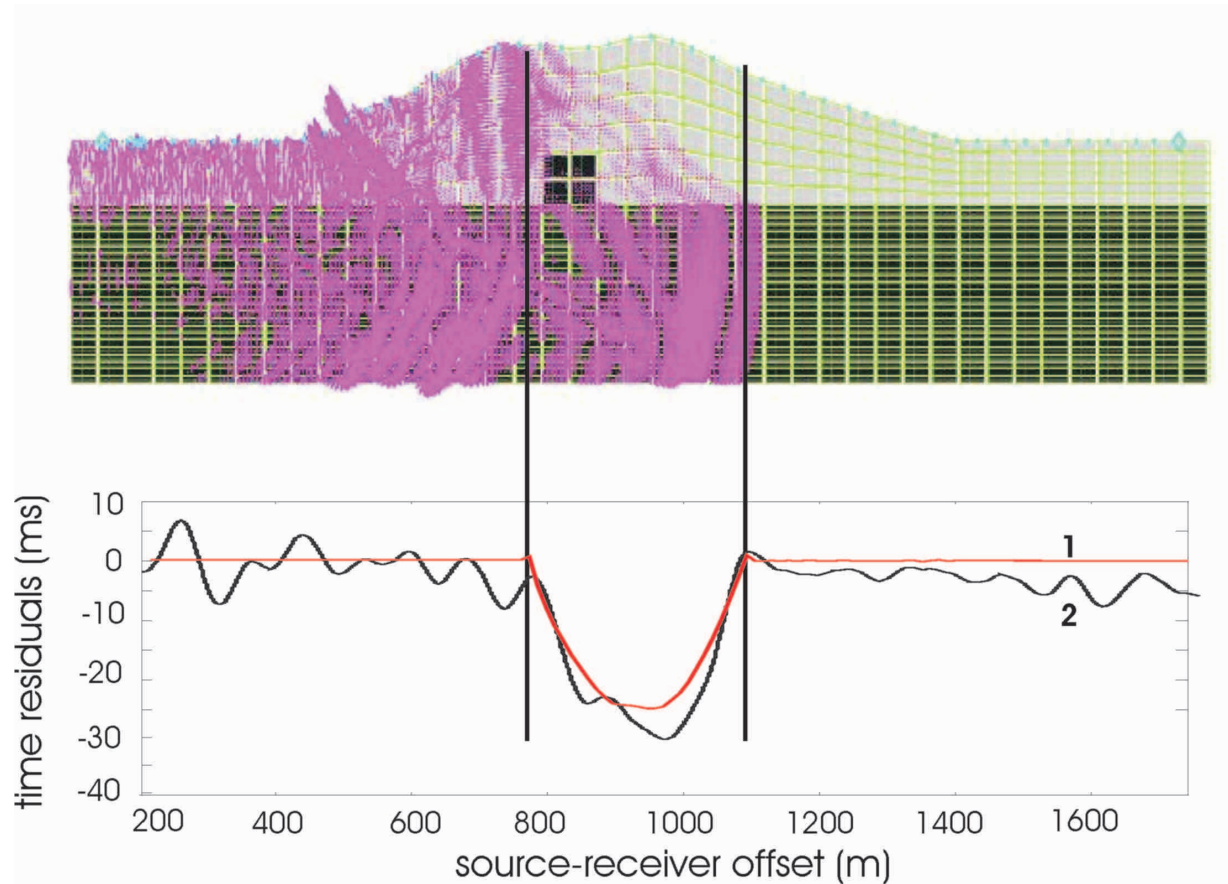


FIG. 3.12 – Estimation de la validité de la théorie des rais dans un cas synthétique. La figure du haut illustre la propagation du champ d'onde complet calculé avec la méthode des éléments spectraux. La source est située à gauche du modèle, à la surface et les capteurs sont situés tout le long du modèle, à la surface. Les courbes décrivent la différence entre les temps de propagation calculés dans les modèles avec et sans l'anomalie de vitesse. La courbe rouge (1) représente les délais en temps calculés avec la méthode Podvin-Lecomte et la courbe noir (2), ceux calculés avec la méthode SEM.



# Chapitre 4

## Imagerie sismique de structures complexes

Nous avons introduit, au chapitre 1, le contexte et les objectifs de notre travail. Nous avons présenté, au chapitre 2, les outils de modélisation qui permettent de simuler la propagation des ondes sismiques en milieu complexe, à l'échelle sub-kilométrique. Nous décrivons, à présent, le coeur du problème qui nous intéresse, c'est à dire l'imagerie de structures complexes, à l'échelle sub-kilométrique.

Ce chapitre présente une étude bibliographique des méthodes d'imagerie sismique développées dans différents domaines tels que l'imagerie à l'échelle lithosphérique, l'exploration pétrolière ou l'imagerie de proche surface. Nous verrons comment les principes de ces différentes approches peuvent être intégrés dans le but d'imager des structures complexes à l'échelle sub-kilométrique.

Nous présentons, dans un premier temps, le principe de l'inversion tomographique et insistons sur ses avantages et inconvénients pour l'imagerie de milieux complexes. Nous nous focalisons, ensuite, sur les méthodes d'imagerie basées sur l'analyse des ondes réfléchies et sur l'approximation de Born. Nous verrons, que ces méthodes, bien que difficiles à appliquer en milieu complexe, présentent un potentiel important pour l'imagerie haute résolution. Je me suis particulièrement focalisé, durant ma thèse, sur le problème de l'imagerie de proche-surface. ce problème est cruciale pour l'imagerie en milieu complexe car les ondes sismique sont fortement perturbées par les fortes variations superficielles de vitesse. La forte diffraction des ondes proche de la surface en milieu volcanique est par exemple mise en évidence par *Got and Coutant* (1997). Nous présentons une étude bibliographique sur ce sujet et présenterons, au chapitre suivant les méthodes que nous avons développé.

Décrivons dans un premier temps les principaux concepts rattachés à la procédure

d'imagerie. Nous les gardons à l'esprit tout au long de notre travail.

1. Le premier concept est celui de la résolution sur les observables. Toute procédure d'acquisition de données est entachée d'erreurs. Les principales sources d'erreurs sont, l'incertitude sur la datation des signaux et des sources, l'incertitude sur le positionnement des capteurs et des sources et l'incertitude sur la mesure de temps (premières arrivées, arrivées réfléchies). L'estimation de la résolution sur les observables consiste à comparer les ordres de grandeur de l'effet cumulé des différentes erreurs et de la variabilité des observables. En tomographie sismique, nous nous intéressons à la résolution sur les temps de propagation des premières arrivées. Nous comparons donc les effets cumulés des sources d'incertitude décrites ci-dessus sur l'estimation des temps de propagation et les délais temporel induits par la propagation du front d'onde directe à travers l'anomalie à imager.
  
2. Nous nous focalisons sur l'imagerie tomographique afin d'illustrer le deuxième concept important qui est celui de la validité de la méthode de modélisation utilisée. La modélisation de la propagation des ondes en milieu complexe est extrêmement difficile et coûteuse en temps de calcul étant donné les effets d'interaction entre le champ d'onde principale et les hétérogénéités du milieu. Il est donc nécessaire d'avoir recours à des méthodes approximatives comme par exemple, la théorie des rais. Le problème de la validité de la théorie des rais en milieu complexe est clairement énoncé par *Spetzler and Snieder* (2004). Ces travaux montrent que, en milieu fortement hétérogène, les délais observés peuvent être de signe opposés à ceux prédits par la théorie des rais et ainsi l'interprétation de ces délais peut aboutir à des erreurs importantes. Il est donc fondamentale d'estimer la validité de la méthode de modélisation en comparant, pour des cas spécifiques, des observables synthétiques obtenus avec des méthodes de modélisation du champ d'onde complet et des méthodes approximatives.
  
3. Le troisième concept important est la résolution spatiale associée à la procédure d'imagerie, c'est à dire, la taille minimale d'une anomalie que l'on peut potentiellement imager. Dans le cas de la tomographie, cette résolution peut être limitée par la résolution sur les mesures de temps de propagation, par l'échantillonnage spatiale du champ d'onde, par les limites de la validité de la méthode de modélisation mais aussi par la physique de la propagation des ondes et notamment par l'effet de cicatrisation du front d'onde [*Hung et al.* (2001)].

4. Le dernier concept important est celui de résolution du modèle final issu de la procédure d'inversion. La résolution décrit la certitude avec laquelle un paramètre est estimé et décrit aussi comment l'estimation de ce paramètre dépend de l'estimation des autres paramètres. Il est intéressant de noter que les techniques d'inversion matricielle permettent de calculer une matrice de résolution alors que les techniques de reconstruction algébrique permettent uniquement de l'estimer.

## 4.1 Description de l'inversion tomographique, avantages et limitations de cette approche

L'inversion tomographique peut être résumée comme étant la reconstruction d'un champ à partir de mesures d'intégrales linéaires de fonctions de ce champ. Le terme, intégrale *linéaire* indique qu'une faible perturbation du champ ne modifie pas le trajet le long duquel l'intégrale est définie. En sismologie, la grande majorité des méthodes tomographiques ont pour but de reconstruire le champ de vitesse du milieu étudié à partir de mesures de temps de propagation d'ondes de volume ou de surface. Des méthodes tomographiques sont aussi développées dans le but de reconstruire l'anisotropie ou l'atténuation du milieu étudié à partir, respectivement, de la prise en considération des directions de propagation dans le milieu et de l'analyse de l'amplitude de la phase sismique étudiée [Hirahara (1993), Sanders (1993)]. Nous introduisons, dans cette partie, les méthodes tomographiques de temps d'arrivée classiques et présentons la méthode que nous avons utilisé pour imager une structure complexe à l'échelle sub-kilométrique. Ce travail est présenté au chapitre suivant.

### 4.1.1 Inversion de type Herglotz-Wiechert

La méthode, Herglotz-Wiechert est une méthode analytique d'inversion des temps d'arrivée d'une onde de volume qui se propage dans un milieu où la vitesse croît de manière continue avec la profondeur. Considérons un modèle plan et la propagation d'un rai de paramètre,  $p = \sin(i)/c(z)$ , avec  $i$ , l'angle d'incidence de ce rai et  $c(z)$ , la vitesse sismique à une profondeur donnée. La distance source-capteur,  $X$ , fonction de  $p$ , peut s'écrire comme une intégrale, le long du rai,

$$X(p) = 2 \int_0^{Z(p)} \tan(i) dz = 2 \int_0^{Z(p)} \frac{p}{\sqrt{(c(z))^{-2} - p^2}} dz, \quad (4.1)$$

avec,  $Z(p)$ , la profondeur du point bas. La solution du problème inverse est donnée par la résolution du problème d'Abel [Aki and Richards (1980)]. On peut écrire la profondeur,  $Z$ , du point bas en fonction de la vitesse  $c$ , au point bas,

$$Z(c) = -\frac{1}{\pi} \int_{c_0^{-1}}^{c^{-1}} \frac{X(p)}{\sqrt{p^2 - c^{-2}}} dp , \quad (4.2)$$

avec  $c_0$ , la vitesse à  $z = 0$ . L'équation 4.2 peut être réécrite après intégration par partie. On trouve alors,

$$Z(c) = \frac{1}{\pi} \int_0^{X(c^{-1})} \cosh^{-1}(pc) dX . \quad (4.3)$$

Les équation 4.2 et 4.3 sont appelées, les formules d'Hergoltz-Wiechert. Nous présentons une application de cette méthode d'inversion au chapitre suivant.

### 4.1.2 Méthodes d'inversion matricielle

Pour l'imagerie de structures complexes, il est nécessaire de prendre en compte des variations 3D de vitesses. Seule une approche numérique permet de traiter un tel problème. Dans la théorie des rais, le temps de propagation entre une source, *src*, et un capteur, *capt*, s'écrit comme l'intégrale des lenteurs le long du rai,

$$T(src, capt) = \int_0^{L(src, capt)} S(\mathbf{x}) dl , \quad (4.4)$$

avec  $S(\mathbf{x})$  la lenteur en un point du rai d'élément de longueur,  $dl$ . D'après la théorie des rais décrite au chapitre précédent, cette équation est non-linéaire dans le sens où la forme du rai dépend des perturbations de lenteur le long de ce rai. Considérons un modèle de lenteur,  $S$ , composé d'un modèle de référence,  $S_0$  et d'une perturbation,  $\Delta S$ . La linéarisation de l'équation 4.4 s'écrit sous la forme,

$$T^{calc}(src, capt) = T_0(src, capt) + \int_0^{L_0(src, capt)} \Delta S(\mathbf{x}) dl_0 , \quad (4.5)$$

où,  $T_0$  est le temps de propagation de l'onde le long du rai. Les méthodes itératives consistent à faire tendre la valeur de  $T^{calc}$ , ainsi que le modèle de lenteur,  $S_0 + \Delta S$  vers, respectivement, la solution  $T(src, capt)$  et le modèle,  $S$ .

La procédure d'inversion consiste à estimer  $\Delta S$ , à partir de la différence des temps observés et calculés,  $T(src, capt) - T^{calc}(src, capt)$ . Nous pouvons récrire le problème sous forme matricielle,

$$\mathbf{r} = \mathbf{T}^{mes} - \mathbf{T}^{calc} = \mathbf{T}^{mes} - (\mathbf{T}_0^{calc} + \mathbf{L}\Delta\mathbf{S}) = \Delta\mathbf{T} - \mathbf{L}\Delta\mathbf{S} , \quad (4.6)$$

avec,  $\Delta \mathbf{T}$ , le vecteur  $M \times 1$  des différences entre les temps mesurés et calculés dans le modèle de lenteur initial.  $\mathbf{L}$  est la matrice  $M \times N$  pour laquelle un élément  $L_{ij}$  est la longueur du  $i^{\text{ème}}$  rai traversant la  $j^{\text{ème}}$  cellule du modèle.  $\Delta \mathbf{S}$  est le vecteur  $N \times 1$  des perturbations de lenteur. La procédure d'inversion consiste à minimiser la norme du résidu  $\mathbf{r}$ . En considérant  $\mathbf{r}=0$ , on peut alors écrire,

$$\Delta \mathbf{S} = (\mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \mathbf{L}^T \Delta \mathbf{T} . \quad (4.7)$$

La méthode de Lanczos [Lanczos (1950)] permet de décomposer la matrice  $\mathbf{L}^T \mathbf{L}$  en valeurs singulières et de définir une solution à l'inverse de cette matrice. Dans le cas surdéterminé, c'est à dire, lorsque nous avons plus de données que de paramètres, la décomposition de Lanczos est inutile si la matrice  $\mathbf{L}$  est bien conditionnée. L'équation 4.7 donne, dans ce cas, la solution par moindres carrés, c'est à dire, la solution pour laquelle la somme des carrés des résidus,  $\mathbf{r}$  est minimum.

### 4.1.3 Méthodes de reconstruction algébrique

Les modèles 3D de vitesse que nous utilisons et qui seront présenté dans le chapitre suivant, sont composés de plusieurs millions d'éléments. Nous cherchons, de plus, à inverser typiquement, plusieurs dizaines de milliers de temps d'arrivée. Les tailles mémoire des matrices à inverser sont ainsi typiquement de plusieurs Giga-Octets. De plus, ces matrices ( $\mathbf{L}$ ) présentent de très nombreux zéros et très peu de valeurs différentes de zéro. Les calculs matriciels décrits ci-dessus appliqués à ces matrices sont donc un gâchis de temps et de place mémoire. De même, les méthodes d'optimisation de type Monte-Carlo ou Tarantola-Valette nécessitent de calculer une matrice qui décrit la sensibilité des temps de propagation à des variations des paramètres du modèle [Tarantola and Valette (1982)]. Ce type de méthode nécessite ainsi d'effectuer plusieurs millions de calculs de temps de propagation et n'est donc pas concevable. Nous nous sommes donc focalisés sur les techniques de reconstruction algébrique itératives. Ces dernières consistent à traiter les différentes équations du système linéaire décrit par l'équation 4.6 de manière successive. Nous utilisons une des formes de la méthode SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Techniques*) décrite sous la forme,

$$\Delta S_j^{(q+1)} = \frac{1}{M_j} \sum_i \frac{r_i^{(q)}}{\sum_k L_{ik}} \quad (4.8)$$

$q$ , étant le nombre d'itérations,  $j$  et  $k$ , des indices sur les cellules du modèle et  $i$ , l'indice sur les rais qui traversent la cellule  $j$ . On détermine donc la perturbation de lenteur  $\Delta S_j^{(q+1)}$



en calculant la moyenne, sur les différents rais qui traversent la cellule  $j$ , des résidus en temps normalisés par la longueur du rai ( $r_i / \sum_k L_{ik}$ ). Cette formule est équivalente à la formule 3.9, de *Van der Shuis and Van der Vorst* (1987). Elle présente l'avantage de ne pas nécessiter de calculs géométriques compliqués sur le rai 3D. Ces méthodes, principalement développées dans le domaine de l'imagerie médicale [*Gilbert* (1972)], ont ultérieurement été appliquées à la sismologie [*Humphreys and Clayton* (1988)].

Nous avons vu, au chapitre précédent, que les temps de propagation d'une onde de volume sont perturbés par la diffraction du front d'onde par des hétérogénéités de vitesse ou de densité [*Wielandt and Nolet* (1987)]. Ces anomalies sont regroupées au sein d'un volume couramment appelé volume de Fresnel [*Cerveny and Soares* (1992)]. *Baig et al.* (2003), *Yang and Hung* (2005) montrent que les temps de propagation calculés par la théorie des rais peuvent être considérés valables à condition que la taille caractéristique des hétérogénéités du milieu soit supérieure à la moitié de la largeur du volume de Fresnel. Ainsi, l'utilisation de la théorie des rais pour représenter les temps de propagation contraint la résolution spatiale de l'imagerie. Autrement dit, nous devons imposer une limite inférieure à la taille des objets à imager. Nous utilisons l'approche de *Fat Ray tomography* pour contraindre cette taille. Cette approche consiste à inverser une anomalie de temps mesurée, en considérant que l'onde ne se propage pas uniquement le long d'un rai mais au sein d'un volume autour de ce rai [*Watanabe et al.* (1990), *Husen and Kissling* (2000)]. Nous utilisons les principes de calcul du volume de Fresnel 3D décrits par *Cerveny and Soares* (1992) afin d'implémenter cette approche au sein d'un algorithme d'inversion de type SIRT. Pour ce faire, nous distribuons chaque temps différentiel (temps observé - temps calculé) au sein d'un volume de Fresnel associé.

Contrairement aux méthodes d'inversion bayésiennes, les méthodes de reconstruction algébrique ne permettent pas d'estimer directement la matrice de résolution et la matrice de covariance a posteriori sur les paramètres. La validité du résultat final de l'inversion peut cependant être validé par 2 tests.

Premièrement, l'estimation de la couverture de rais de chaque cellule du modèle permet d'évaluer le nombre de données qui contribuent à la reconstruction du modèle de vitesse pour chaque cellule. Statistiquement, plus le nombre de rais qui traversent une cellule du modèle est grand, plus la vitesse associée à cette cellule sera bien reconstruite. Effectivement, plus le nombre de résidus associés à une cellule est grand, plus la moyenne de ces résidus tendra vers le délai induit par la vraie perturbation de vitesse attachée à cette cellule.

Un deuxième test permet d'estimer la validité de la reconstruction de certaines anomalies de vitesse. Ce test consiste à définir un modèle de vitesse composé du modèle de vitesse

initial auquel on superpose des anomalies de vitesse de forme et d'amplitude similaires à celles obtenues après inversion des données réelles. Le jeu de données synthétiques obtenu avec ce modèle est inversé de la même manière que pour les données réelles et le résultat de l'inversion est comparé au résultat de l'inversion des données réelles. La reconstruction des anomalies de vitesse après inversion des données réelles peut donc être considérée valable à condition que les anomalies synthétiques (spikes) soient effectivement reconstruites correctement après inversion des données synthétiques.

#### 4.1.4 Analyse de données de réseaux : méthodes ACH et NeHT

Nous appelons tomographies basées sur l'analyse de réseaux, les méthodes qui permettent de reconstruire le champ de vitesse d'une zone cible, délimitée en surface par l'extension latérale d'un réseau de capteurs. La taille de ces réseaux est souvent plurikilométrique dans le but d'imager des zones à l'échelle crustale (réseau NORESS). Les méthodes décrites par la suite ont pour objectif d'imager la zone cible de manière optimale. Elles sont inspirées des formulations générales décrites précédemment et adaptées à des géométries d'acquisition spécifiques. Nous présentons ces méthodes car elles ont inspiré notre travail sur l'imagerie de proche surface.

Le problème proposé par *Aki et al.* (1977) est de déterminer les perturbations de vitesse d'une zone cible qui inclue le réseau de capteurs et qui est située loin des sources sismique (figure 4.1). L'idée originale est de prendre comme paramètre à inverser, non pas les résidus en temps  $t^{mes} - t^{calc}$ , mais la différence entre ces résidus et la moyenne de ces résidus sur tous les capteurs, pour une source donnée. Le temps,  $t^{calc} = \tau_j$  est le temps de propagation des ondes entre la source et la base du modèle et est calculé par théorie des rais dans un modèle de terre standard. Pour une source donnée, d'indice  $j$ , ce temps est supposé être identique pour tous les capteurs d'indice  $i$ . Illustrons l'intérêt de cette approche. Soit  $\delta t_{ji}$ , le résidus en temps,

$$\delta t_{ji} = t_{ji}^{obs} - \tau_j . \quad (4.9)$$

Appelons,  $\delta \tau_j$ , l'erreur sur l'estimation du temps  $\tau_j$ . Cette erreur est considérée commune à tous les capteurs et peut être associée à une mauvaise localisation de la source ou à la présence d'une anomalie de vitesse hors de la zone cible (figure 4.1). Nous pouvons alors séparer le terme,  $\delta t_{ji}$ , en deux termes,

$$\delta t_{ji} = \delta t_{ji}^{cible} + \delta \tau_j , \quad (4.10)$$

$\delta t_{ji}^{cible}$ , étant le résidu en temps dû à des anomalies de vitesse situées au sein de la zone cible. Nous soustrayons au terme 4.10 la moyenne des  $\delta t_{ji}$  sur les capteurs  $i$  pour  $j$  variant

de 1 à N.

$$\delta t_{ji}^r = \delta t_{ji} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta t_{ji} = [\delta t_{ji}^{cible} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta t_{ji}^{cible}] + [\delta \tau_j - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta \tau_j] . \quad (4.11)$$

Comme  $\delta \tau_j$ , ne dépend pas du capteur  $i$ , le terme,  $[\delta \tau_j - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta \tau_j]$ , s'annule et nous avons donc,

$$\delta t_{ji}^r = \delta t_{ji}^{cible} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta t_{ji}^{cible} . \quad (4.12)$$

L'inversion des mesures,  $\delta t_{ji}^r$ , permet de reconstruire les perturbations de lenteur couche par couche de la zone cible. Cependant, les perturbations du modèle finale peuvent être comparées au sein d'une même couche mais pas entre différentes couches. Ce cas montre que, sous certaines hypothèses, il est possible d'atténuer les erreurs et ainsi d'augmenter la précision de la reconstruction du modèle.

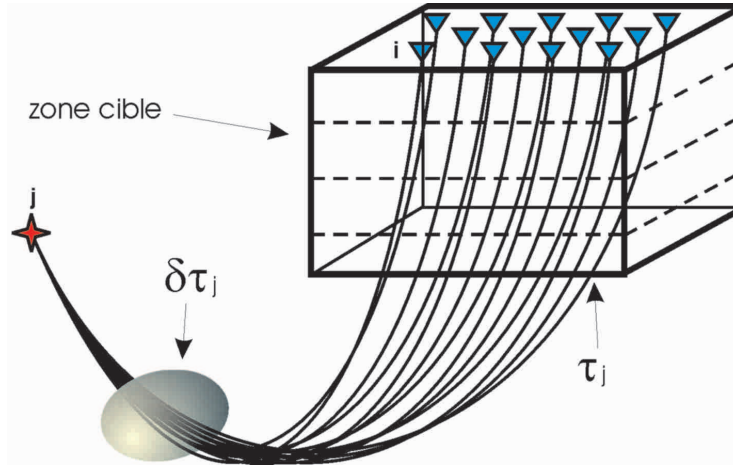


FIG. 4.1 – Représentation schématique du modèle étudié dans le cas décrit par *Aki et al.* (1977). La source est représentée par une étoile et l'indice  $j$ . Les capteurs sont représentés par des triangles et l'indice  $i$ .

Dans un cas similaire, *Nercessian et al.* (1984) propose une méthode tomographique basée sur l'analyse des temps d'arrivée d'ondes réfléchies générées par des sources actives (figure 4.2). Les résidus en temps,  $\delta t_{ji}$  sont donc obtenus par différence entre les temps observés et ceux calculés à partir de l'équation d'une hyperbole,

$$t^2 = aX^2 + bX + c , \quad (4.13)$$

les paramètres  $a$ ,  $b$  et  $c$  étant ajustés, pour chaque source, par moindres carrés. La méthode d'inversion utilisée est décrite par *Tarantola and Nercessian* (1984). Elle consiste à définir

les inconnues du problème, c'est à dire les perturbations de vitesse dans le zone cible, non pas de manière discrète, mais comme une fonction des coordonnées spatiales du modèle. Cette fonction vérifie des hypothèses *a priori* décrites par des fonctions de covariance. Cette méthode a été appliquée avec succès par *Evans and Zucca* (1993) dans le but d'imager deux zones volcaniques à l'échelle kilométrique, Medicine Lake et Newberry volcanoes.

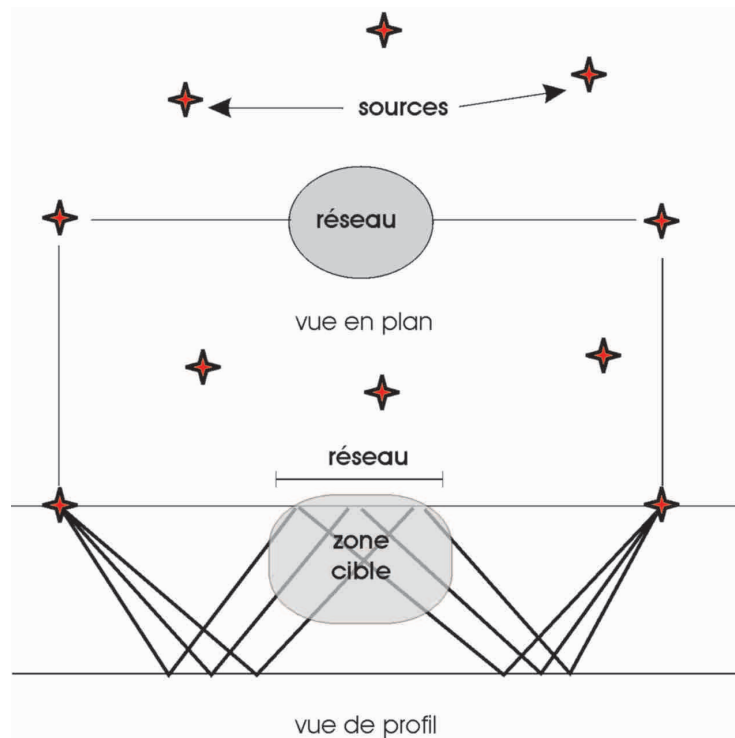


FIG. 4.2 – Représentation schématique du modèle étudié dans le cas décrit par *Nercessian et al.* (1984)

## 4.2 Imagerie à partir des ondes diffractées, réfléchies

Les méthodes tomographiques, bien que pratiques à appliquer, présentent des restrictions pour l'imagerie inhérentes au type de mesure inversée. L'analyse des ondes réfléchies ou diffractées par des hétérogénéités du milieu permet d'identifier et de caractériser ces hétérogénéités avec une résolution bien meilleure. Considérons la propagation d'un front d'onde dans un milieu hétérogène. Ce front est à la fois transmis à travers le milieu et diffracté par les hétérogénéités. L'analyse des ondes transmises (tomographie de premières arrivées) correspond à l'inversion de mesures d'intégrales du champ de lenteur le long du trajet de l'onde alors que, l'analyse des ondes diffractées, réfléchies, permet d'estimer directement la position des hétérogénéités en profondeur.

### 4.2.1 Sismique réflexion

Les méthodes de sismique réflexion consistent le plus souvent, à interpréter le milieu étudiée comme une succession de couches sismiques sub-horizontales. Les dispositifs classiques d'acquisition consistent à utiliser une source sismique active et enregistrer les ondes le long d'un profil de capteurs (figure 4.3). L'équation qui décrit le temps de propagation des ondes réfléchies en fonction de la distance source-récepteur ( $X$ ), s'écrit dans ce cas,

$$t^2(X) = t_0^2 + \frac{X^2}{V_1^2}, \quad (4.14)$$

avec  $t_0$ , le temps que met l'onde à incidence verticale, à se propager de la source à l'interface et de l'interface à la source. Des analyses exploitant l'équation 4.14 permettent ensuite d'estimer l'épaisseur et la vitesse des couches du milieu étudié [voir *Yilmaz and Doherty* (2000)].

### 4.2.2 Inversion des ondes réfléchies

Nous voyons que les méthodes de sismique réflexion ne sont pas adaptées à nos problèmes (géométries complexes) étant donné que les hypothèses sur la géométrie des interfaces sont beaucoup trop fortes (milieu tabulaire). Nous proposons donc d'aborder ce problème de manière plus générale. Soit un milieu modélisé par un champ de vitesse et de densité continu et une distribution d'hétérogénéités. Le champ d'onde totale qui se propage dans ce milieu peut être décrit en utilisant l'approximation de Born [*Born and Wolf* (1959b)]. Sous cette approximation, le champ d'onde totale,  $\phi$ , est une superposition de  $n+1$  champs d'onde distincts,  $n$  étant le nombre d'hétérogénéités. Le champ d'onde principale est  $\phi_0$ . Il

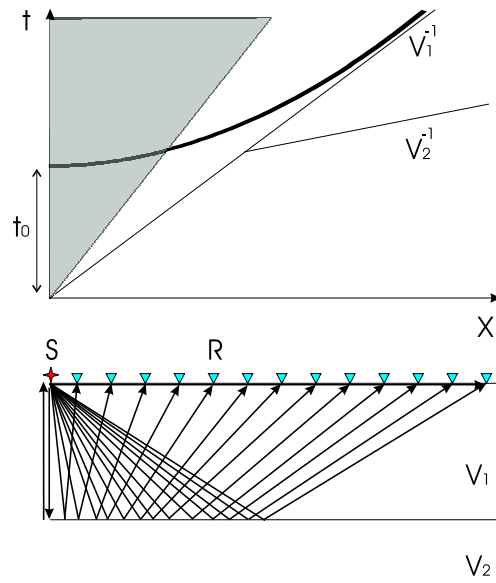


FIG. 4.3 – Géométrie des ondes réfléchies sur une interface plane. Nous représentons, l'arrivée directe, réfractée et réfléchi. Le triangle grisé représente le cône des ondes de surface.

est émis par la source principale et se propage dans le milieu non perturbé. Les  $n$  autres champs,  $\phi_i$ , sont chacun émis par une source secondaire définie par l'interaction entre le champ d'onde non perturbé,  $\phi_0$  et cette hétérogénéité. Une interface sismique plane peut être alors représentée comme la distribution, suivant une direction donnée, d'hétérogénéités de forme cylindrique (figure 4.4, A). L'onde réfléchi correspond à l'enveloppe de la superposition des différents fronts d'onde secondaires,  $\phi_i$ .

Les techniques de migration sont basées sur cette approximation et consistent à inverser la signature, dans le domaine temps-distance, des fronts d'onde secondaires dans le but de localiser, en profondeur, les hétérogénéités. Dans le cas 2D présenté figure 4.4, les signatures des fronts d'onde secondaires dans le domaine temps-distance sont des hyperboles, fonctions de la position des hétérogénéités et de la vitesse du milieu.

La méthode de migration de Kirchhoff est basée sur l'équation scalaire (acoustique) des ondes et sur sa solution intégrale [Schneider (1978), Yilmaz and Doherty (2000)]. Reprenons notre exemple 2D. Imaginons que nous ayons accès aux données dans le domaine temps-distance (hyperboles). Le modèle de vitesse du milieu étudié est néanmoins connu. Le concept de cette méthode est de, premièrement, calculer (de manière analytique ou numérique) les fonctions de Green entre un ensemble de sources secondaires et, les sources primaires et les capteurs en surface. Dans notre exemple, cela revient à calculer la forme des hyperboles associées à un ensemble de sources secondaires réparties de manière

uniforme au sein du modèle. L'étape principale consiste à superposer l'ensemble des hyperboles calculées sur les données observées et sommer l'énergie des traces sismiques le long de chaque hyperbole calculée. Chaque valeur d'énergie sismique sommée le long d'une hyperbole donnée est finalement reportée dans le domaine temps-profondeur, à la position de la source secondaire associée à cette hyperbole.

Avec l'accroissement des performances de calcul numérique, des méthodes plus générales d'inversion ont pu être développées alors que les méthodes de migration s'apparentent plutôt à des procédures d'optimisation. Ces méthodes permettent, d'une part, de migrer en profondeur les hétérogénéités mais aussi d'estimer les perturbations d'impédances sismiques associées à ces hétérogénéités. *Jin et al.* (1992) proposent une méthode efficace pour l'inversion des données de sismique réflexion. Le problème direct est résolu par tracé de rais et la procédure d'inversion est inspiré de la théorie de l'inversion généralisée [*Tarantola and Valette* (1982)]. *Lambaré et al.* (1992) appliquent avec succès cette méthode sur des données synthétiques et réelles.

Dans les cas complexes qui nous intéressent, les principales difficultés proviennent de l'estimation d'un modèle de vitesse de référence suffisamment précis et de l'identification de phases réfléchies au sens de l'approximation de Born. Nous possédons les outils tomographiques 3D dans le but de reconstruire un modèle de vitesse précis et pouvons utiliser des techniques de sommation dans le but d'amplifier l'énergie des phases réfléchies. Dans le but de migrer ces phases réfléchies, nous pouvons calculer les fonctions de Green entre les sources secondaires et les sources primaires et les capteurs, à l'aide de la méthode SEM ou de la théorie des rais. Cette approche permettrait d'imager des hétérogénéités avec une résolution meilleure que celle obtenue par tomographie.

Je me suis concentré, durant ma thèse, sur l'analyse des premières arrivées dans le but d'imager des structures complexes à l'échelle sub-kilométrique (volcans, failles). L'interprétation de phases réfléchies, diffractées constitue cependant un de mes projets de recherche futur.

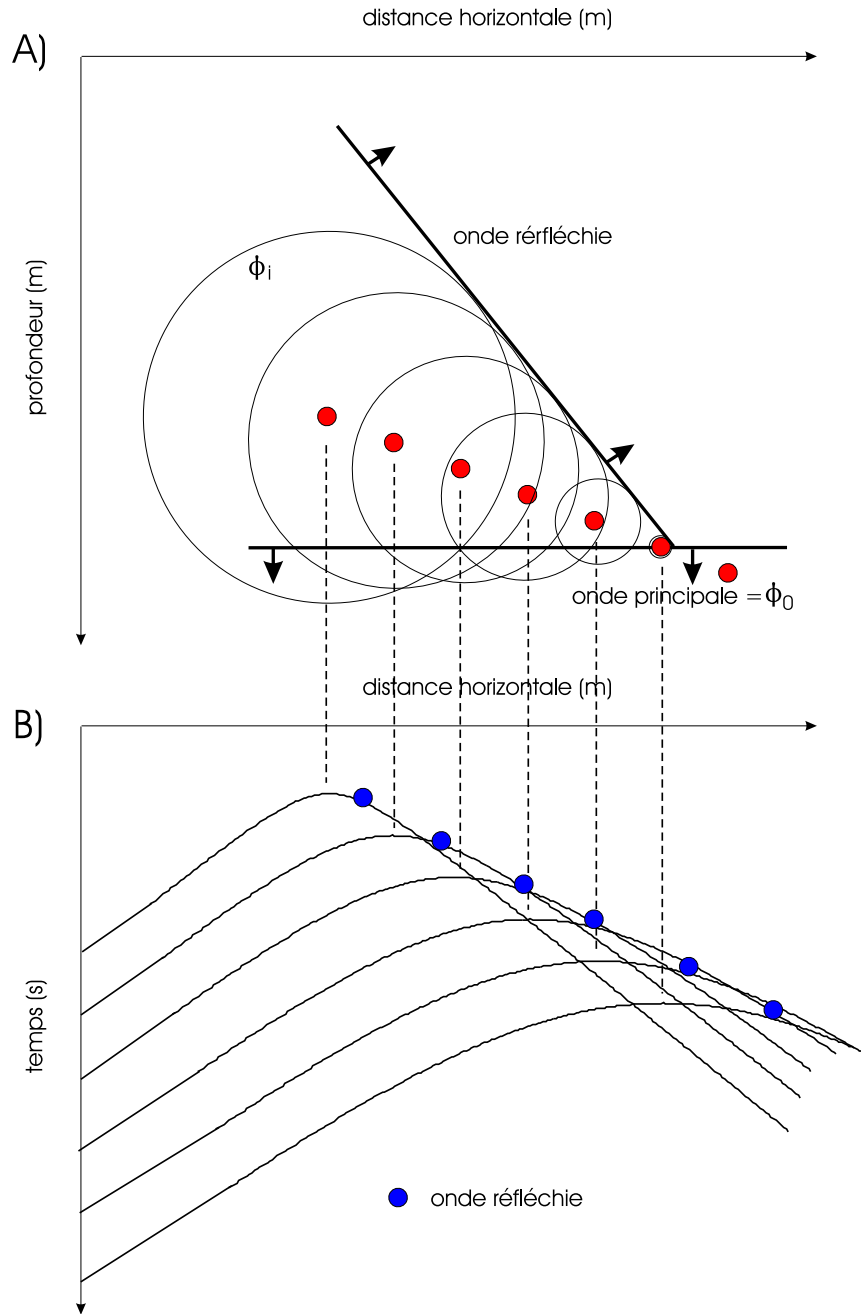


FIG. 4.4 – Génération d'une onde réfléchie dans l'approximation de Born. A, propagation du front d'onde principale et interactions avec des hétérogénéités. Les cercles noirs représentent les différents fronts d'onde secondaires. Les hétérogénéités sont représentées par des cercles rouges. B, Hyperboles de diffraction dans le domaine temps-distance.



### 4.3 Imagerie de proche surface

Les fortes variations 3D de vitesses sismique proche de la surface s'expliquent le plus souvent par la présence d'une couche de dépôts sédimentaire affectée par des mécanismes d'altération biochimique et mécanique. Ces variations d'échelle décamétrique, ainsi que les variations topographiques, influencent fortement la propagation des ondes sismiques proche de la surface. Dans le domaine de la sismique réflexion, la complexité des structures superficielles implique une distorsion des phases réfléchies [Kelamis *et al.* (2002), Gray *et al.* (1999), Gurevich *et al.* (2002)]. De même, dans le domaine de la tomographie, les fortes variations de vitesse proches de la surface introduisent des délais qui peuvent être du même ordre de grandeur que ceux générés par les zones cibles. Il est donc nécessaire de reconstruire le champ de vitesse proche de la surface de manière à prendre en compte ses variations lors du traitement des ondes réfléchies (corrections statiques) ou des temps de premières arrivées.

La méthode la plus classique et la plus utilisée pour estimer les vitesses d'un milieu tabulaire est la méthode de sismique réfraction. Considérons une onde réfractée à une interface donnée qui sépare deux milieux de vitesses  $V_1$  et  $V_2$  avec  $V_1 < V_2$  (figure 4.5). La méthode la plus simple permettant d'estimer les paramètres  $V_1$ ,  $V_2$  et  $H$  consiste à calculer les inverses des pentes de l'hodochrone, mesurer le temps intercepte  $t_i$  et calculer l'épaisseur  $H$  (formule 4.15).

$$H = \frac{V_1 V_2 t_i}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (4.15)$$

Des méthodes basées sur les mêmes principes permettent d'estimer les paramètres de modèles composés de plusieurs couches inclinées. Par ailleurs, on peut remarquer que le temps intercepte  $t_i$  correspond à la différence entre le temps de propagation le long du trajet  $SS'R$  et celui le long du trajet  $SR$  avec la vitesse  $V_2$ . Ces temps ne peuvent pas être directement estimés mais indirectement grâce à des géométries d'acquisition plus complexes. Ces méthodes sont communément appelées méthode des délais ou Plus-Minus [Hagedoorn (1959)]. L'avantage de ces approches est qu'elles permettent d'évaluer l'épaisseur des couches au niveau de chaque récepteur. Le principal inconvénient de ces approches provient de la simplicité du modèle. Ces modèles ne possèdent pas de variations latérales de vitesse et, de plus, les vitesses entre deux couches peuvent uniquement augmenter.

Les méthodes de sismique réfraction les plus récentes permettent de reconstituer les variations 3D de vitesse de la couche altérée pour un modèle affecté par de fortes variations topographiques 3D. Zanzi *et al.* (2001), applique, dans un cas 3D, une méthode d'inversion

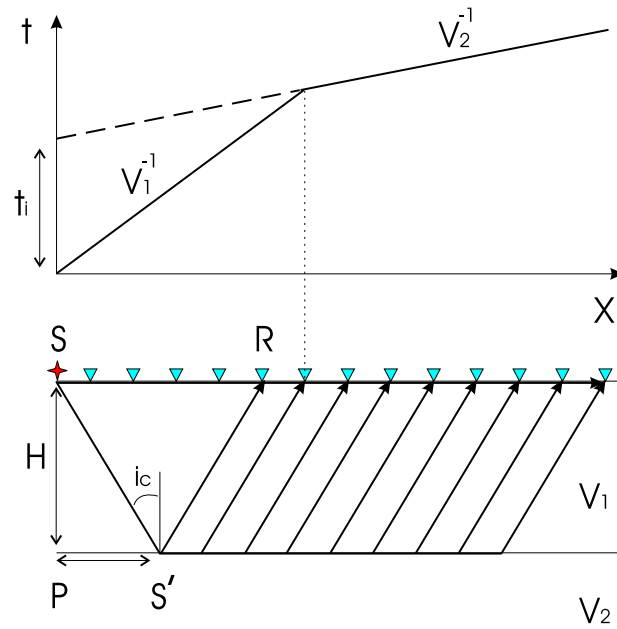


FIG. 4.5 – Géométrie des ondes réfractées à une interface plane.

d'ondes réfractées basée sur la transformation de Fourier de la distribution spatiale des temps de première arrivée. *Chang et al. (2002)* propose d'associer les approches de type tomographique et de type réfraction afin d'obtenir une image 3D de cette couche altérée. Le pointé des premières arrivées est effectué par analyse de la dimension fractal du signal sismique et les vitesses estimées par tomographie permettent d'évaluer l'épaisseur de la zone altérée.

En sismique réflexion, une fois les vitesses de la couche altérée estimées, les traces sismiques sont corrigées en temps de manière à simuler l'acquisition des données sur une surface plane située sous la couche altérée. Cette étape de correction des temps peut être effectuée à partir des techniques de tracé de rais [*Zhu et al. (1998)*, *Kelamis et al. (2002)*].

Ces méthodes ont inspiré mon travail dont le but est de développer et appliquer une méthode d'inversion des premières arrivées pour reconstruire les variations de vitesse proche de la surface pour un milieu présentant une topographie forte. Les méthodes tomographiques ne permettent pas d'imager une interface sismique avec précision alors que les méthode de type réfraction imposent, comme hypothèse, la présence d'une interface. La méthode que nous avons développée n'implique pas d'hypothèses sur la présence d'interfaces et permet cependant de reconstruire des variations discontinues des vitesses avec la profondeur. Le développement de cette méthode ainsi que son application seront décrits au chapitre suivant.



# Chapitre 5

## Imagerie sismique haute résolution d'un édifice volcanique situé dans la Chaîne des Puys

Mon travail de recherche est focalisé sur l'imagerie sismique active d'édifices volcaniques. La complexité des structures volcaniques (fortes hétérogénéités et topographies) implique que les méthodes classiques d'acquisition et de traitement de données sismiques ne peuvent souvent pas être appliquées. La démarche qui a guidé mon travail a donc été de chercher le dispositif expérimentale et la méthodologie optimale dans l'objectif d'imager un édifice donné. J'ai, dans cet objectif, largement utilisé les outils de modélisation sismique (tracé de rais, méthode des éléments spectraux).

Dans le but de préparer un projet d'imagerie haute résolution de grande ampleur du Dôme de la Soufrière de Guadeloupe, nous nous sommes concentrés sur l'imagerie d'un cône Strombolien situé dans la Chaîne des Puys (Massif Central, Auvergne). Les parties suivantes décrivent le contexte volcanique de l'édifice étudié ainsi que la préparation et le déroulement de la campagne d'acquisition de données sismiques. Nous développons et appliquons finalement une méthodologie d'analyse et d'interprétation des données acquises.

### 5.1 Contexte volcanologique du volcan étudié

#### 5.1.1 Volcanisme du Massif Central

Les principales provinces qui regroupent le volcanisme du Massif Central Français sont, le Languedoc, le Cantal, le Velay, le Mont Dore et la Chaîne des Puys [*Nehlig et al. (2003)*].

De nombreux travaux ont permis de relier l'évolution chronologique de ce volcanisme à celle des bassins sédimentaires mis en place dans des rifts [*Michon and Merle (2001)*]. L'ensemble des datations obtenues permet de situer l'activité volcanique du Massif Central entre 65 Ma et 7 000 ans BP pour les plus récents situés dans la Chaîne des Puys.

Les premiers travaux de sismique réfraction dans le Massif Central [*Perrier and Ruegg (1973)*] ont permis d'identifier l'existence d'une croûte anormalement amincie. Par la suite, *Souriau (1976)* a montré à l'aide de l'inversion des ondes de surface l'existence d'une zone à faible vitesse entre 70 et 240 km de profondeur. Ces travaux ont confirmé l'idée de la présence d'un point chaud sous le Massif Central [*Froidevaux et al. (1974)*]. *Nercessian et al. (1984)* détermine la structure tridimensionnelle de la croûte supérieure sous le volcan du Mont dore et notamment la forme d'une caldera à 1 km de profondeur. Une étude de tomographie sismique [*Granet et al. (1995)*] a de plus permis de localiser des zones de faible vitesse dans les 60 premiers kilomètres de la lithosphère. Ces anomalies de vitesse sont interprétées comme des zones de remontée de magma le long d'importantes fractures lithosphériques hercyniennes.

### 5.1.2 La Chaîne des Puys

La Chaîne des puys est l'ensemble volcanique le plus jeune de France métropolitaine. Les périodes d'activité s'échelonnent dans le temps entre 156 000 et 7 000 ans BP. La particularité de la Chaîne des Puys par rapport aux strato-volcans du Cantal et du mont Dore est de présenter une juxtaposition d'édifices de petite taille, résultant chacun d'une éruption brève à l'échelle des temps géologiques (quelques jours à quelques mois). Leur âge relativement récent explique de plus la fraîcheur de leur morphologie. La Chaîne est, d'une part, composée de Dômes formés à partir de magmas riches en silice et ainsi plus visqueux (Puy de Dôme) et, d'autre part, de cônes de type Strombolien issus du dégazage de laves basaltiques projetées en l'air.

### 5.1.3 Le Puy des Goules

Le Puy des Goules est, parmi les cônes du même type, celui qui présente la plus grande régularité de forme expliquée par une éruption brève, unique et s'étant produite au sein d'un environnement peu venté. Bien que sa formation n'ait pas été datée par géochimie isotopique, son âge a pu être estimé approximativement à 30 000 ans BP par l'étude, en surface, du saupoudrage associé à l'activité des volcans voisins. La figure 5.2 indique la localisation géographique du Puy des Goules. Le diamètre du cône à sa base est de 900 m,

le diamètre du cratère est de 200 m, la profondeur du cratère est de 40 m, la hauteur du cône est de 200 m et la pente maximale du cône est de 30°. La carte géologique (fig. 5.3) indique l'extrusion du Dôme volcanique le Grand Sarcouy postérieure à la formation du Puy des Goules.

A seulement 2 km à l'ouest du Puy des Goules, nous pouvons observer directement la base d'un cône de type Strombolien. Effectivement, le Puy du Lemptégny est un volcan de type Strombolien dont les scories composant la partie superficielle du cône ont été extraites (carrière). Nous observons ainsi à la base du volcan des coulées de laves et dykes refroidis (trachytes) issus des phases effusives des 2 éruptions successives du Puy de Lemptégny [figure 5.4]. Nous avons mesuré en laboratoire les vitesses de ces roches trachytiques et avons obtenu des valeurs de vitesses sismique élevées (4 500 m/s) en comparaison des vitesses des scories (500-2 000 m/s) estimées par tomographie et sismique réfraction.

Nous avons choisi le Puy des Goules comme site test pour l'imagerie sismique haute résolution pour plusieurs raisons. Premièrement, la chaîne des Puys est relativement proche de Grenoble (4h en voiture), ce qui permet de s'y rendre régulièrement. Nous avons ensuite choisi de nous focaliser sur un cône de type Strombolien car il présente de forts contrastes de vitesse sismique internes et est donc intéressant pour l'imagerie sismique. Nous avons finalement choisi le Puy des Goules car il présente une grande régularité de forme et un accès facile.



FIG. 5.1 – Vue du ciel du Puy des Goules. Le cône mesure environ 900 m de diamètre à sa base et son cratère mesure environ 200 m de diamètre. Cliché, *Florent Brenguier*.

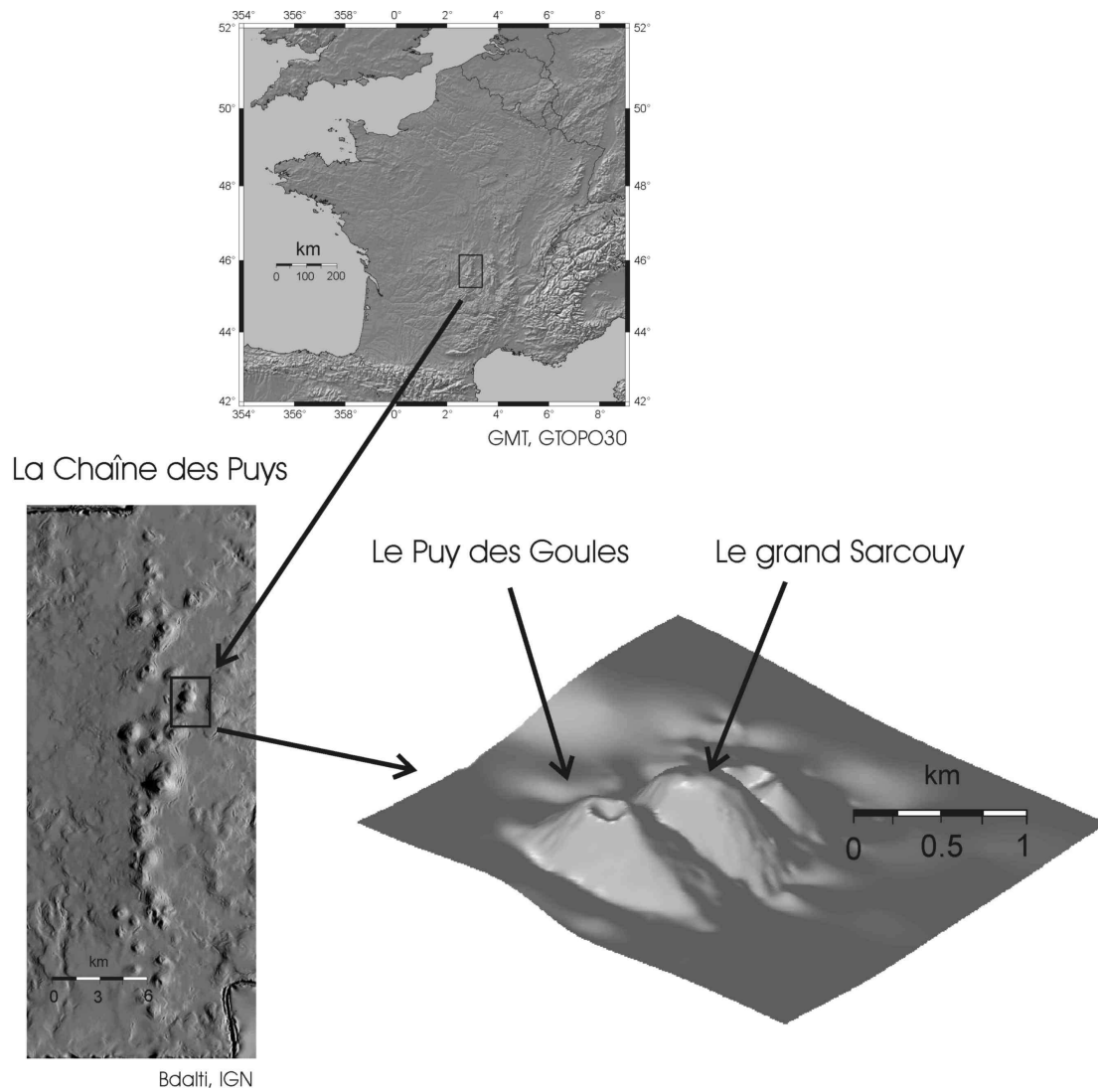


FIG. 5.2 – Situation géographique du Puy des Goules.

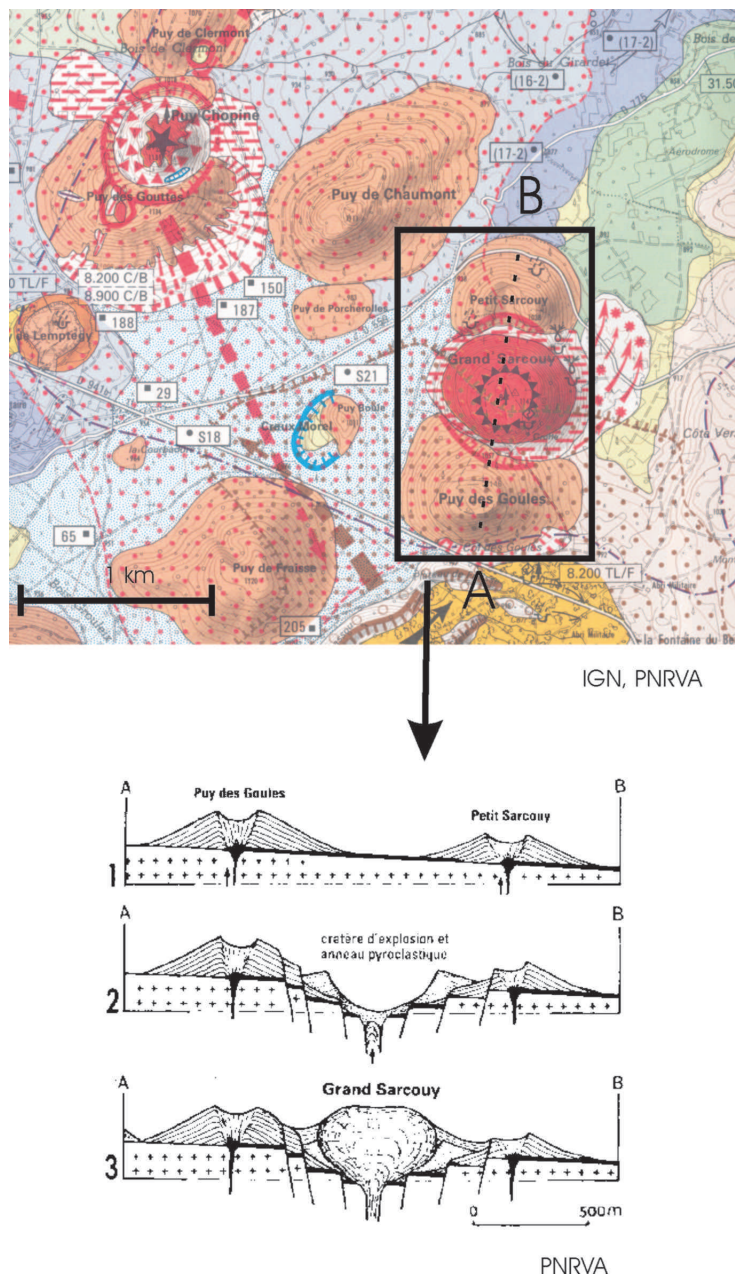


FIG. 5.3 – Interprétation géologique de l'ensemble volcanique du Puy des Goules, du grand Sarcouy et du cône Strombolien le petit Sarcouy. La couleur rouge correspond aux protrusions, laves et recouvrements de type trachytique. La couleur marron représente les cônes Strombolien (projections scoriassées). La coupe géologique provient de la thèse de *Camus* (1975)



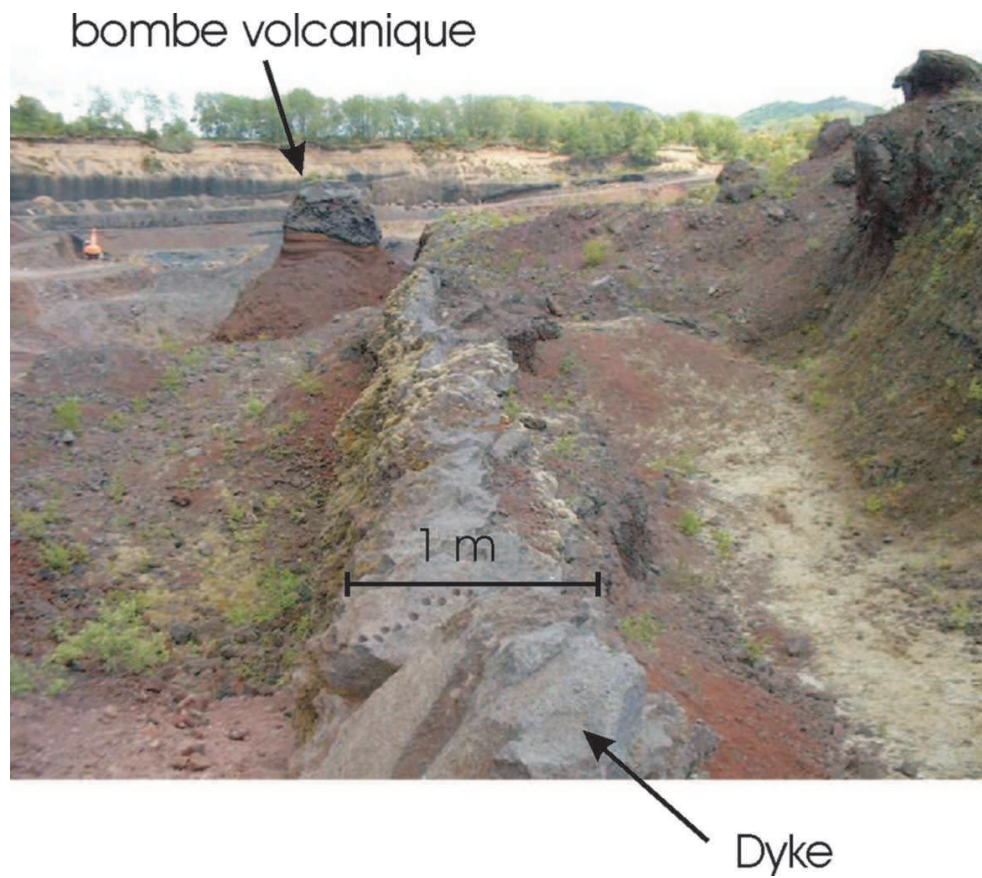


FIG. 5.4 – Dyke et bombe volcanique photographiées au volcan ouvert du Lemptégy (cône de type Strombolien).

## 5.2 Études préliminaires

L'étude géologique du cône du Lemptégy permet d'observer directement la base de l'édifice volcanique. Les roches de type trachytique (conduits d'alimentation, coulées de lave) sont localisées à la base de l'édifice. Nous nous sommes inspirés de ces résultats pour définir une zone cible à imager au sein de l'édifice volcanique du Puy des Goules. Notre travail consiste ensuite à construire un modèle de l'édifice comprenant la zone cible. Ce modèle est contraint par des résultats d'études sismiques à petite échelle. Nous effectuons ensuite un ensemble de modélisations de la propagation des ondes sismiques pour différentes configurations de sources et récepteurs. L'optimisation du dispositif d'acquisition consiste à sélectionner le dispositif le plus adapté en fonction de la méthode de traitement des données.

### 5.2.1 Estimation d'un premier modèle de vitesse

Dans le but d'établir un modèle préliminaire de vitesse du cône, nous avons effectué des études sismiques préliminaires. Le cône étant bordé à l'Ouest par un chemin forestier présentant de faibles variations topographiques, nous avons effectué un profil de sismique réfraction à cet endroit. Le dispositif d'acquisition est présenté figure 5.5. Nous avons utilisé la méthode d'inversion géométrique des ondes réfractée dénommée *Delay Times* [Redpath (1973)]. Cette méthode permet d'estimer des vitesses moyennes pour des couches délimitées par des interfaces dont la profondeur est estimée à l'aplomb de chaque capteur. Les résultats de l'inversion sont présentés figure 5.6. La première couche correspond à la zone altérée. Le contraste entre la première couche et la deuxième est probablement associé à la présence d'une nappe phréatique car la vitesse de l'onde P de la deuxième couche est légèrement supérieure à celle de l'eau. La conjonction entre des études géologiques et ces résultats permet d'estimer la vitesse et profondeur du socle métamorphique correspondant à la troisième couche imagée. La légère pente du socle vers le Nord ( $2^\circ$ ) correspond aux observations morphologiques de cette partie de la Chaîne des Puys.

### 5.2.2 Optimisation du dispositif d'acquisition

Nous avons choisi d'optimiser le dispositif d'acquisition pour une imagerie par tomographie 3D de la structure interne du cône. Le tracé de rais sismique est adapté à cette étude d'optimisation. Cette étude consiste à déterminer le déploiement optimal d'un certain nombre de sources et récepteurs afin que l'onde directe traverse une zone du modèle

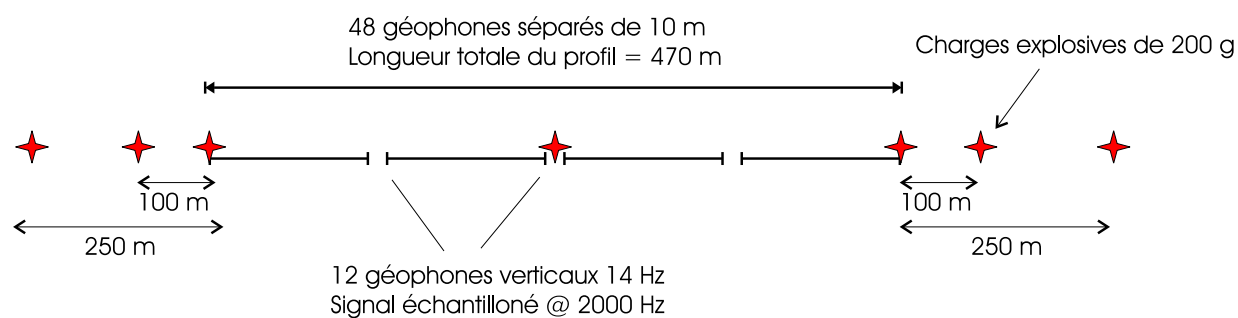


FIG. 5.5 – Dispositif du profil de sismique réfraction.

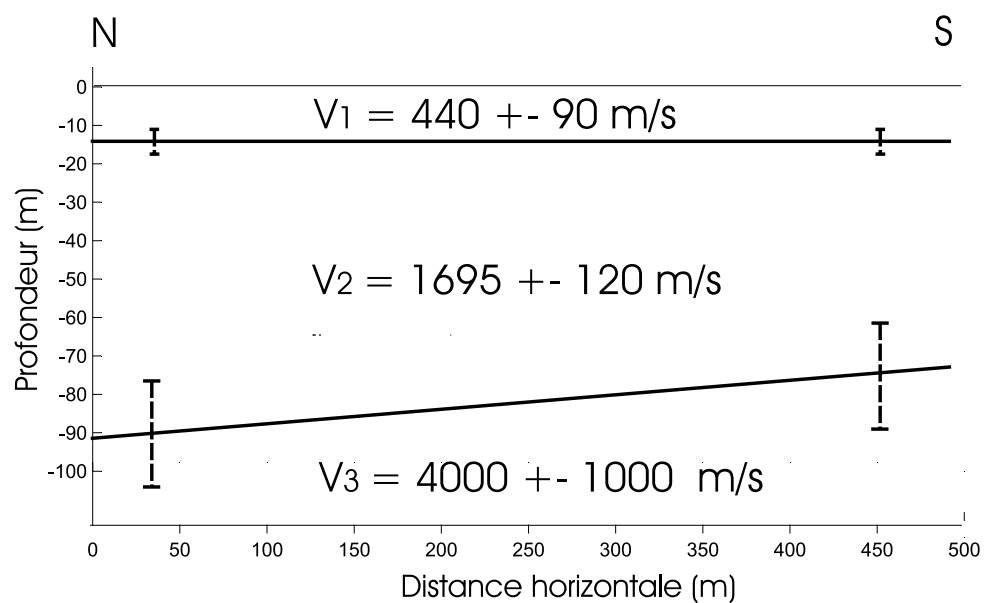


FIG. 5.6 – Modèle de vitesse obtenu par sismique réfraction.

considérée comme cible. Nous avons utilisé le logiciel de tracé de rais NORSAR3D qui présente l'avantage de pouvoir séparer très facilement, parmi tous les rais, ceux qui traversent la cible ou ceux associés à des phases réfléchies sur la cible. Cette étude a été menée en collaboration avec I. Lecomte, R. Laurain et K. Astebol (Norsar, Oslo).

Le modèle de vitesse 3D est défini à partir du profil de vitesse obtenu par l'étude de sismique réfraction (figure 5.7). L'algorithme de tracé de rais est décrit par *Gjoystdal et al.* (2002). Il est basé sur le tracé de rais dynamique décrit dans le chapitre consacré à la modélisation. Pour ces modélisations, nous répartissons les sources de manière homogène partout à la surface du modèle où le déploiement sur le terrain d'une source Vibroseis est possible (chemins). Les capteurs sont répartis de manière homogène, partout à la surface du modèle. Nous traçons les rais directs associés à tous les couples source-capteur possibles (figure 5.8) et sélectionnons uniquement les couples pour lesquels le rai traverse la zone cible. Finalement, nous comptons, pour chaque source sélectionnée, le nombre de rais émis par cette source qui traversent la zone cible et qui se propagent jusqu'à la surface. De même, pour chaque capteur sélectionné, nous comptons le nombre de rais émis par différentes sources qui traversent la zone cible et qui se propagent jusqu'à ce capteur. Les résultats sont présentés figure 5.9, A et B. Il apparaît clairement que dans le cadre d'une étude tomographique dont le but est d'imager la zone cible, il existe des positions de sources et capteurs plus favorables que d'autres.

Nous avons testé l'influence des variations des paramètres du modèle (vitesses, géométrie) sur les résultats d'optimisation. Le paramètre le plus influent est la profondeur du socle métamorphique car nous étudions uniquement les rais correspondant à des trajets directs et non réfractés. La variation de ce paramètre entraîne une variation des valeurs de densité de rais mais pas des proportions relatives des densités de rais entre les sources et capteurs sélectionnés (figure 5.9, C et D). Ces résultats sont pris en compte pour la campagne d'acquisition en augmentant la densité de sources et de capteurs dans les zones favorables.

### 5.2.3 Étude a priori de l'ordre de grandeur des observables

Nous nous intéressons de plus, aux délais en temps introduits par la propagation de l'onde directe à travers la zone cible. Dans cet objectif, nous estimons les différences de temps de propagation calculés pour des milieux avec et sans la zone cible. Ces délais sont estimés pour la source qui génère le maximum de rais qui se propagent à travers la cible (figure 5.10). Ces délais sont de l'ordre de quelques dizaine de millisecondes. De manière pratique, ces résultats nous renseignent sur la précision de la mesure de temps d'arrivée requise pour imager de telles anomalies.

En conclusion, dans le but d'imager la zone cible par tomographie d'arrivées directes, les sources doivent être principalement déployées sur les chemins situés sur les flancs au nord du cône et les capteurs sur le flanc sud de l'édifice. De plus, la précision sur l'estimation des temps de propagation requise doit être bien inférieure aux délais associés à la propagation du front d'onde directe à travers l'anomalie de vitesse à imager. Cette précision doit donc être de l'ordre de quelques millisecondes.

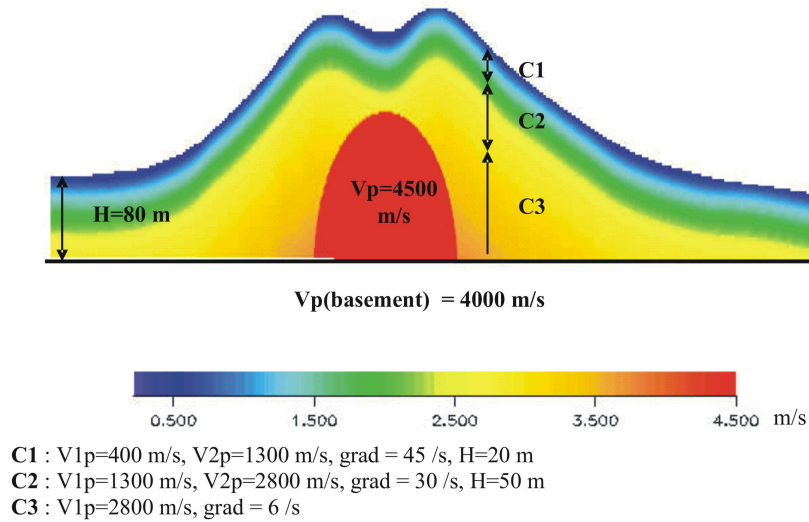


FIG. 5.7 – Modèle de vitesse pour le tracé de rais 3D.

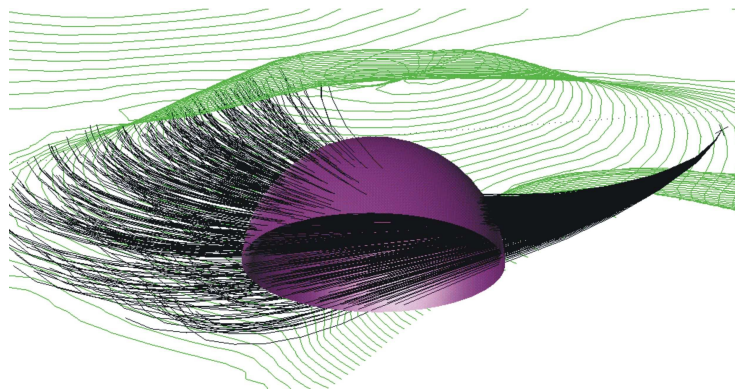


FIG. 5.8 – Simulations de rais à travers la cible avec le logiciel NORSAR3D

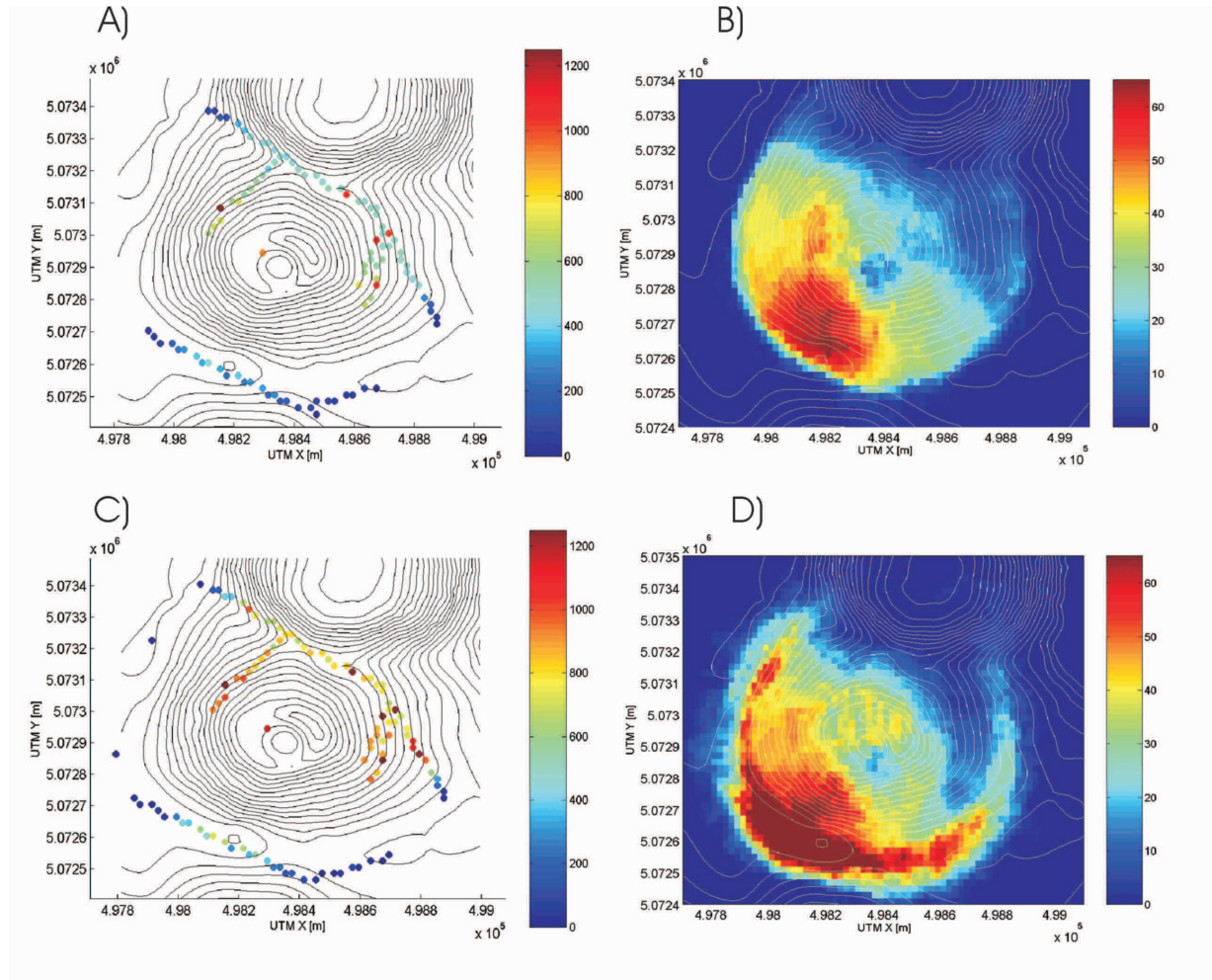


FIG. 5.9 – Résultats de l'étude d'optimisation de la géométrie d'acquisition. A) les cercles représentent les positions possibles de sources vibratoires (le long de chemins). L'échelle de couleur représente le nombre de rais, émis par chaque source, qui traversent la zone cible et qui se propagent jusqu'à la surface. B) Chaque pixel de couleur est associé à un capteur en surface. L'échelle de couleur représente le nombre de rais, émis par différentes sources, qui traversent la zone cible et qui se propagent jusqu'à chaque capteur. C) idem A avec le profondeur du socle translatée de 20 m vers le bas. D) idem B avec le profondeur du socle translatée de 20 m vers le bas.



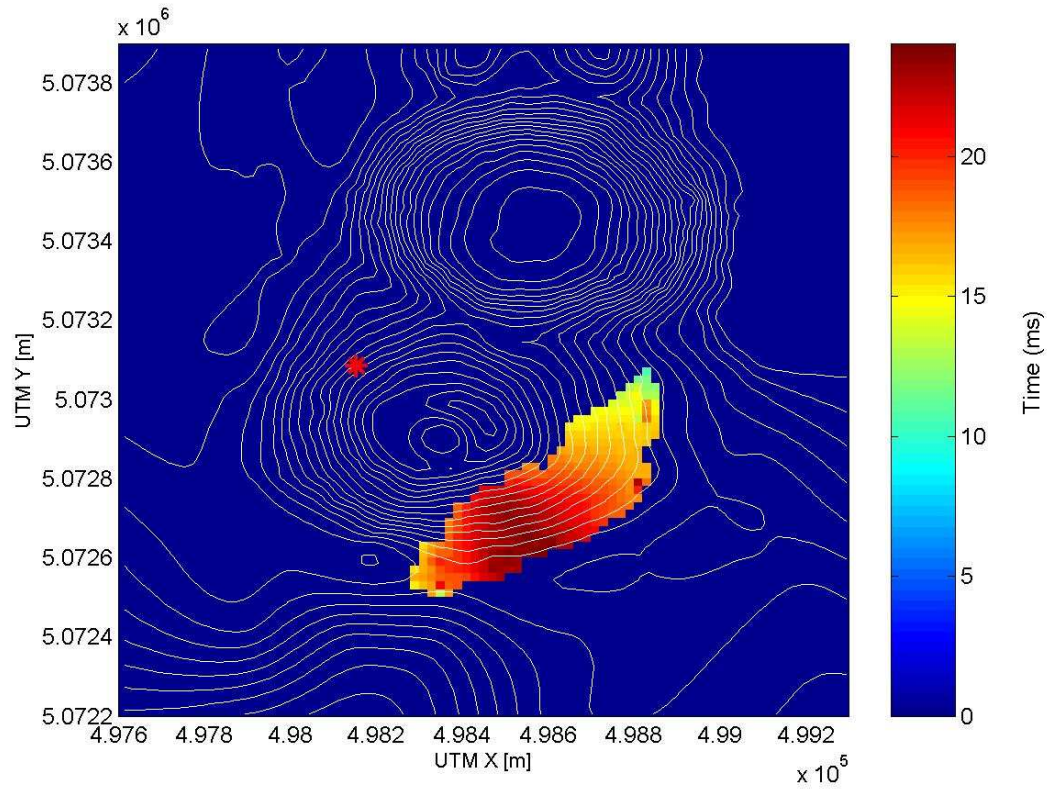


FIG. 5.10 – Valeurs absolues des délais en temps induits par la propagation de l'onde directe à travers la zone cible. La source est représentée par une étoile rouge. Chaque pixel de couleur représente un capteur. L'échelle de couleur représente les différences de temps de propagation calculés pour des milieux avec et sans la zone cible.

## 5.3 La campagne d'acquisition des données

### 5.3.1 Description chronologique

La campagne d'acquisition des données a eu lieu durant le mois de Novembre 2004. Elle a mobilisé une dizaine de personnes en continu sur le terrain. Nous avons déployé les trente nappes du réseau IHR (210 capteurs) selon une géométrie déduite des études d'optimisation décrites précédemment (figure 5.11). Nous avons de même déployé 48 géophones 14 Hz dont la disposition variait selon les objectifs. Nous avons effectué 870 vibrations à l'aide d'un camion vibreur (Mertz 22) à 250 positions différentes et avons effectué 30 explosions à la dynamite (1 kg). Nous avons travaillé principalement la nuit afin d'acquérir des données les moins bruitées possibles. L'expérience s'est déroulée en trois phases :

1. **Marquage** (du 1er au 4 Novembre 2004). Marquage au sol avec des pieux de la position des 210 capteurs (4 personnes). Utilisation du GPS.
2. **Installation du matériel** (du 3 au 10 Novembre 2004). 210 capteurs sont enterrés à 50 cm dans le sous-sol et reliés à 30 stations d'acquisition (10 personnes).
3. **Déploiement du camion vibreur** (du 10 au 14 Novembre 2004). Durant 4 nuits consécutives, le vibreur se déplace le long des chemins accessibles et émet 870 vibrations. Le signal source est un sweep de 10 s de long dont la fréquence varie entre 10 et 110 Hz. Nous avons, au cours du déplacement du vibreur, effectué 2 profils de sismique réflexion le long du Puy des Goules. Cette étape a nécessité l'activité sur le terrain de 6 personnes.
4. **Mise en place et détonation des charges explosives** (du 16 au 19 Novembre 2004). 30 charges de 1 kg sont enterrées à 2m50 de profondeur. En 3 sites, 4 charges espacées de 2 m ont été mises à feu simultanément afin d'augmenter l'énergie sismique émise. Cette étape a nécessité l'activité sur le terrain de 6 personnes.
5. **Démantèlement du matériel** (du 22 au 26 Novembre 2004). 6 personnes durant 4 jours ont été nécessaires pour démonter et transporter le matériel au centre du cône. Le matériel a ensuite été hélicoptéré avant d'être transporté par voie routière.
6. **Positionnement GPS** (du 4 au 26 Novembre 2004). 1 personne [Grégoire (2005)] mesure la position des capteurs et sources par GPS différentiel.



### 5.3.2 Les paramètres d'acquisition des données

Le pas d'échantillonnage des signaux sismiques était de 2 ms. Ainsi, le disque de 5 Giga Octets était rempli au bout de 7 jours. En théorie, la station d'acquisition consomme, en mode acquisition et en moyenne, 500 milliampères. Les stations étaient alimentées par des batterie 12 V, 55 A/h, elles-mêmes associées à des panneaux solaire. En théorie, la batterie est épuisée au bout de 5 jours. En pratique et par précaution, le froid et l'utilisation des liaisons radio et ethernet entre stations a nécessité le changement des batteries environ tous les 2 jours. Pour cette tâche, 4 personnes étaient en permanence nécessaires. Afin de limiter le remplissage du disque et la consommation électrique, les stations se mettaient automatiquement en veille durant les périodes sans sources et les capteurs n'étaient pas alimentés. De plus, une mesure du temps UTC été effectuée toute les 2 heures grâce à un GPS associé à la station d'acquisition. Les sources explosives étaient déclenchées à la minute ronde à partir d'un signal électrique transmis par un GPS au boîtier de tir. En ce qui concerne la source vibratoire, le signal source de référence était enregistré et daté avec une précision inférieur à la milliseconde grâce à un système d'acquisition emprunté au CEA.

### 5.3.3 Positionnement GPS

Tout au long du déroulement de l'expérimentation, les positions des capteurs et sources ont été mesurées par GPS en mode différentiel [Grégoire (2005)]. Un GPS servait de base fixe et deux autres étaient mobiles. A chaque point de mesure mobile, le signal GPS été enregistré pendant une durée de 10 minutes. Le mode différentiel sur une ligne de base courte (2 km maximum) permet de s'affranchir de l'ambiguïté de phase et des distorsions ionosphériques et troposphériques. Il repose sur une comparaison des signaux GPS fixes et mobiles. Les précisions centimétriques théoriques sont dégradées par la présence de végétation haute qui entraîne une diffraction et une mauvaise réception des ondes GPS de longueur d'onde centimétrique. Les précisions horizontales et verticales dans notre cas sont centimétriques dans des conditions optimales et pluri-métrique lorsque la végétation est trop abondante et empêche le fonctionnement en mode différentiel. Afin d'améliorer cette précision, il est possible d'utiliser le relevé topographique par outil laser qui permet d'estimer, de manière automatique, la distance et le dénivelé entre 2 points avec une précision centimétrique pour des distances hectométriques.

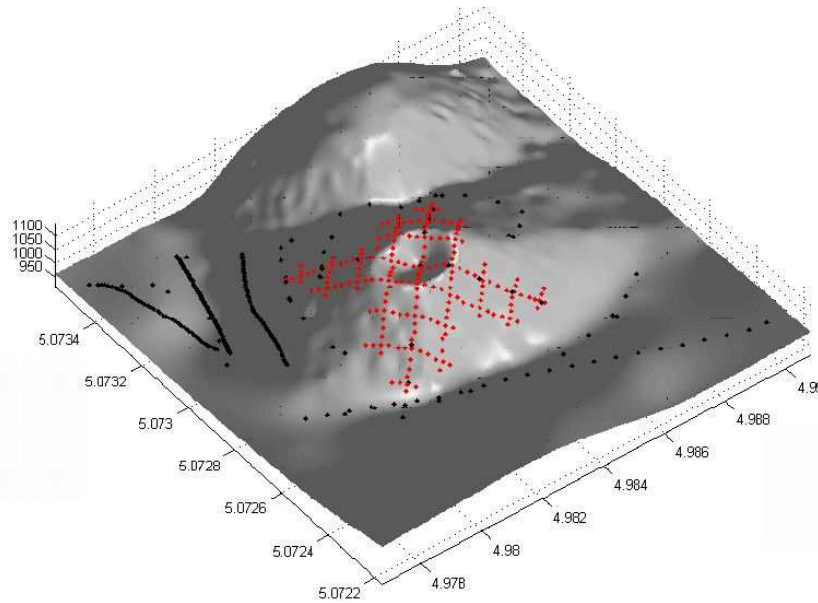


FIG. 5.11 – Répartition des sources (points noirs) et capteurs (points rouges) à la surface du Puy des Goules. Les axes correspondent aux coordonnées UTM en m.

## 5.4 Premières étapes du traitement des données

### 5.4.1 Description qualitative du jeu de données

La première étape consiste à extraire les données et à les dater. La dérive en temps moyenne associée au processus de numérisation est de  $1.10^{-6}$  théorique et de  $1.10^{-7}$  observée, c'est à dire que au bout d'une heure d'acquisition, la dérive en temps atteint 0.4 ms. Les mesures de temps UTC par GPS permettent d'estimer de manière précise la dérive en temps associée à chaque donnée. Nous avons pu extraire environ 90 % des données acquises. Les 10 % manquant sont associés à des problèmes au niveau des capteurs et du disque. 40 % des données ont pu être datées avec une précision égale à la milliseconde. Ceci est du principalement à des problèmes techniques associés à une mauvaise réception du signal GPS et à un problème du code de datation résolu depuis.

Nous utilisons les techniques classique de compression du signal pour reconstruire la réponse impulsionnelle du milieu à partir de l'émission d'un signal vibratoire. De manière pratique, nous effectuons l'inter-corrélation entre le signal pilote généré par l'électronique de contrôle du vibreur et les signaux bruts. Le signal vibratoire est un sweep, c'est à dire un signal sinusoïdale dont la fréquence augmente linéairement dans le temps. L'auto-

corrélation du signal sweep est une ondelette de Klauder, c'est à dire une fonction sinus cardinale modulée par une fonction cosinus [Goupillaud (1976), Aldridge (1992)]. Ce signal est à phase nulle, non causal, donc le temps de première arrivée est estimé par mesure du temps associé au maximum du lobe principale de la première arrivée. La précision de cette estimation dépend donc de l'étalement de ce lobe. Dans notre cas, la fréquence du sweep varie de 10 à 110 Hz durant une période de 11 s, ainsi la largeur de ce lobe à sa base est de  $T = 2/(f_2 - f_1) = 20$  ms (avec  $f_1 = 10$  Hz et  $f_2 = 110$  Hz). La précision du pointé est donc de quelques millisecondes.

La figure 5.12 illustre la qualité des données pour une source vibratoire et pour une distance hypocentrale égale à 900 m. Dans ce cas, la précision du pointé est de l'ordre du pas d'échantillonnage (2 ms). La figure 5.13 montre l'évolution au cours du temps de l'énergie du bruit sismique. Cette figure illustre l'effet sur la précision du pointé d'une différence de 10 dB du rapport signal sur bruit et justifie le fait d'acquérir les données la nuit.

Le tableau 5.1 permet de résumer l'ordre de grandeur de toutes les erreurs associées à l'acquisition et au traitement des données. La deuxième colonne décrit le type d'erreur observé. Une erreur est dite systématique si elle est identique à chaque réalisation. Une erreur dite Gaussienne correspond à une répartition Gaussienne bornée et centrée en 0. La valeur d'erreur donnée est équivalente à la demi-largeur de cette fonction Gaussienne.

	Erreur	Type
<b>Datation des sources explosives</b>	4 ms	systématique
<b>Datation des sources vibratoires</b>	2 ms	Gaussienne
<b>Datation des données</b>	2 ms	systématique (pour une nappe) et Gaussienne (entre nappes)
<b>Pointé des premières arrivées</b>	5 ms	Gaussienne
<b>Positionnement (sources, capteurs)</b>	4 m	Gaussienne
<b>Estimation d'une vitesse</b> ( $D_{rai}=400\text{m}$ , $t_{obs}=200$ ms)	7 %	Gaussienne

TAB. 5.1 – Tableau récapitulatif des erreurs associées à l'acquisition et au traitement des données.

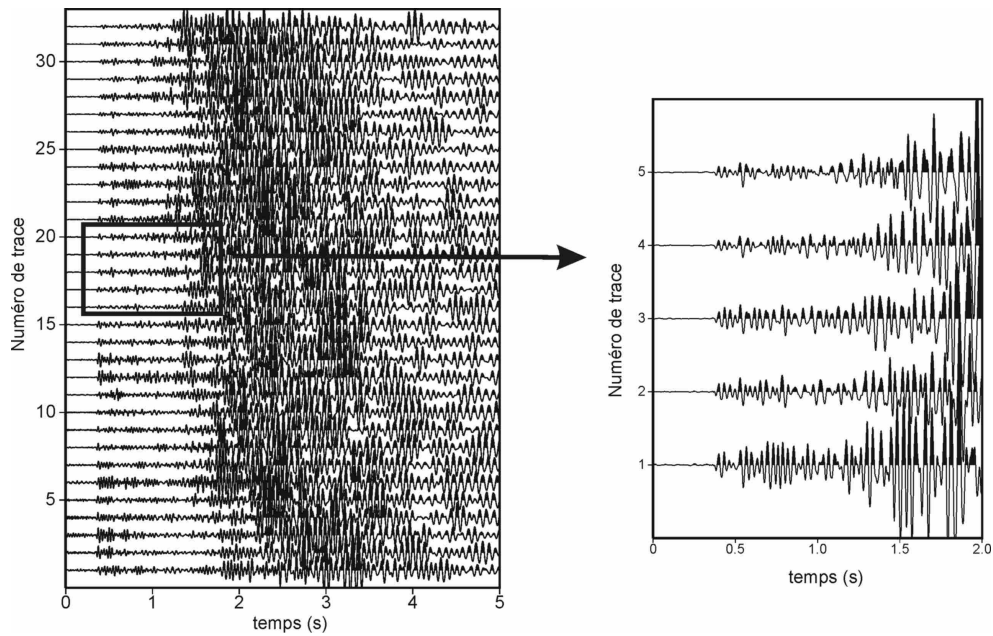


FIG. 5.12 – Traces sismiques obtenues de nuit le long du flanc Est du cône. La source vibratoire est située à 900 m du premier géophone. L'encadré montre la qualité des données.

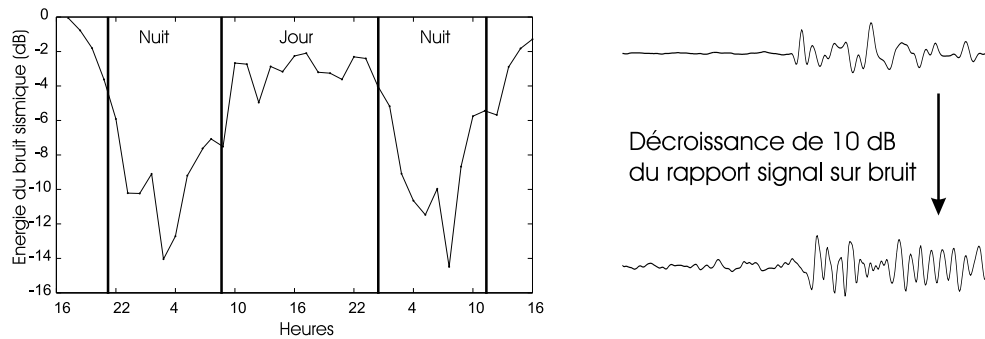


FIG. 5.13 – Energie du bruit sismique en dB. La figure de droite représente l'effet visuel d'une décroissance de 10 dB du rapport S/B.

### 5.4.2 Estimation des temps de première arrivée

La figure 5.14 présente 2 signaux sismiques associés à différents types de sources et différentes distances hypocentrales. Dans le cas d'une source explosive, le signal est causal et le temps de première arrivée à estimer correspond à l'émergence du signal dans le bruit. Dans le cas d'une source vibratoire, le signal n'est pas causal et le temps de première arrivée à estimer est obtenu en pointant le maximum de la première ondelette. La précision de ce pointé est dégradé par la faible impulsivité de la première arrivée. Cette effet est constaté sur certaines traces et est du à un faible rapport signal sur bruit. Nous nous sommes ainsi intéressés aux méthodes d'estimation des temps de première arrivée basées sur l'inter-corrélation de signaux.

Nous avons développé une méthode alliant un pointé manuel et une procédure semi-automatique basée sur l'inter-corrélation de phases sismiques [Baudon (2005a)]. La méthode que nous proposons est inspirée des méthodes dites d'*adaptive stacking* développées par Gangi and Fairborn (1968) et utilisées notamment par Rawlinson and Kennet (2004).

Nous sélectionnons premièrement les signaux associés à des capteurs appartenant à une nappe donnée et à source spécifique. Nous définissons ensuite une fenêtre temporelle contenant les premières arrivées et inter-corrélons la trace qui présente le rapport signal sur bruit le plus élevé avec toutes les autres. Nous utilisons les décalages en temps obtenus par recherche des maxima des traces inter-corrélées afin d'aligner les traces et de les sommer. Cette trace sommée présente l'avantage d'avoir un rapport signal sur bruit plus élevé. Nous inter-corrélons de nouveau l'ensemble des traces avec la trace sommée pour estimer des décalages en temps plus précis. Les temps de première arrivée absolus peuvent finalement être obtenus par pointé du temps de première arrivée de la trace sommée et par utilisation des décalages en temps estimés.

Cette approche introduit un faible biais dans le sens où le pointé de première arrivée et les estimations de décalage en temps par inter-corrélation ne correspondent pas à la même mesure de temps de propagation. Le pointé de première arrivée est théoriquement une mesure du temps de propagation d'une onde de contenu fréquentiel infiniment grand alors que la mesure de décalage en temps corresponde à une estimation du temps de propagation d'une onde de contenu fréquentiel fini. La différence de ces mesures provient des effets d'interaction entre le front d'onde de contenu fréquentiel fini et les hétérogénéités du milieu.

Un résultat de l'application de cette méthode est présenté figure 5.15 et les 3615 temps estimés sont représentés figure 5.16 en fonction de la distance hypocentrale.

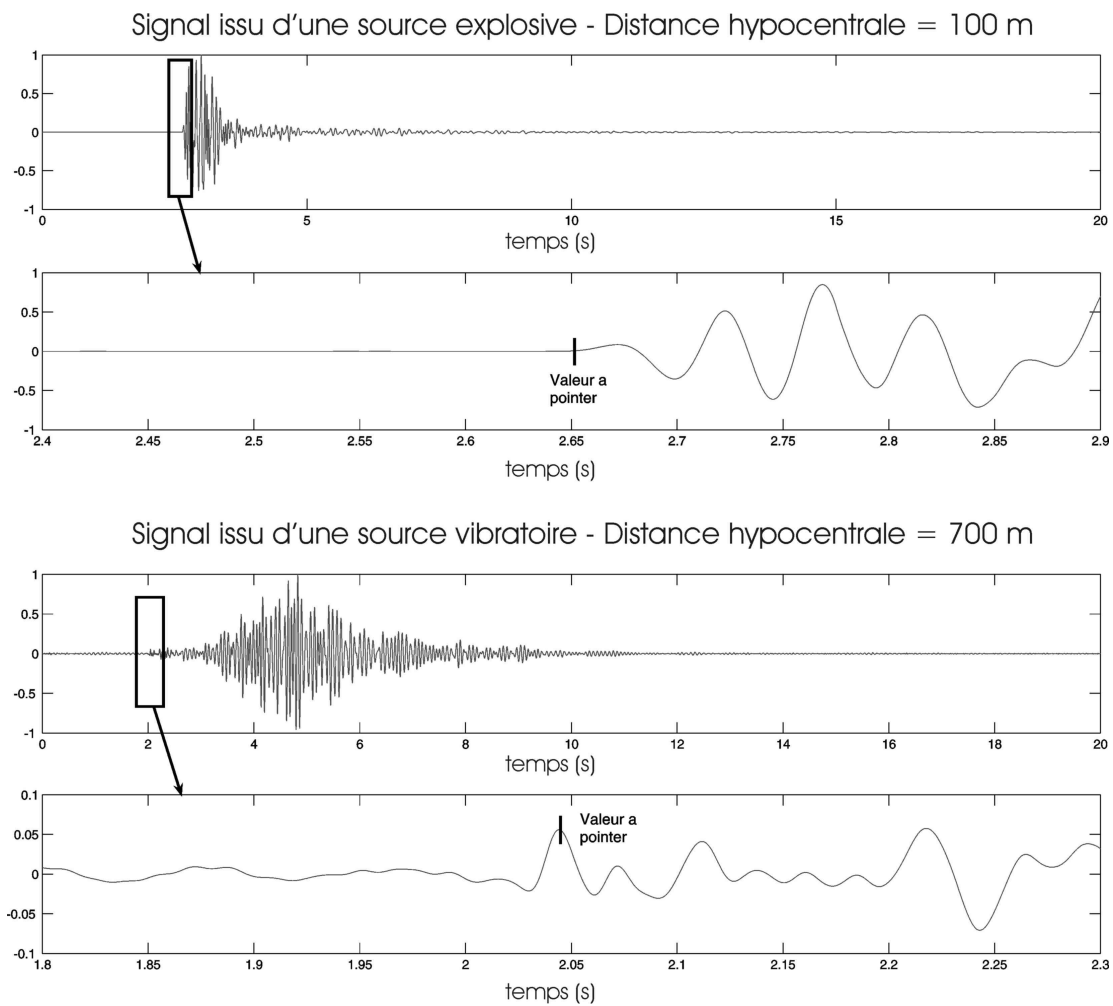


FIG. 5.14 – Signaux sismiques associés à différents types de sources et différentes distances hypocentrales.

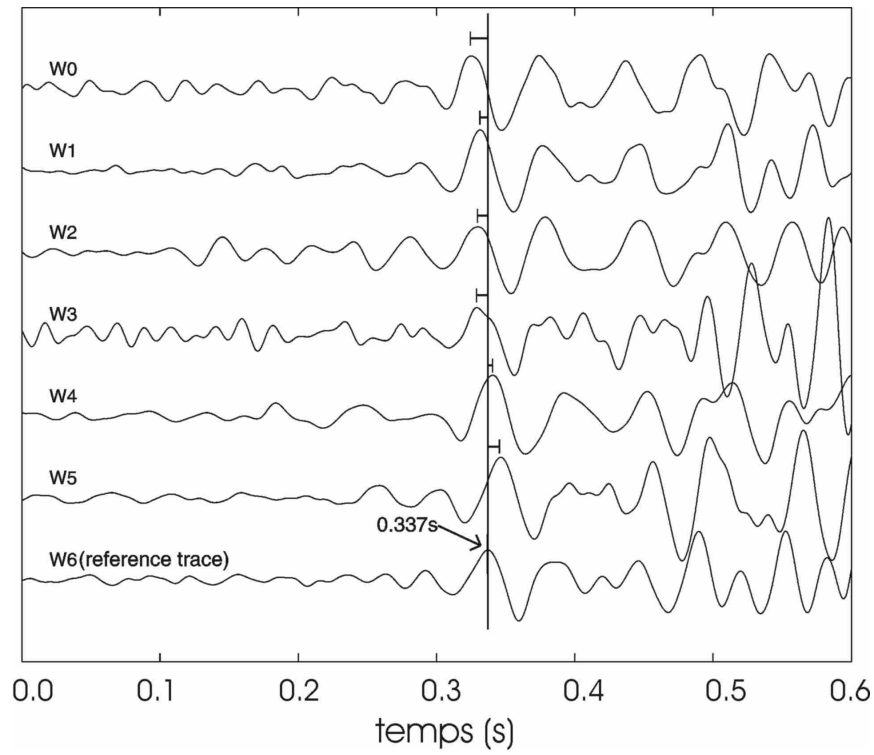


FIG. 5.15 – Illustration de la méthode d'estimation des temps de première arrivée. Le temps de la première arrivée est pointé pour la trace w6 de référence. Les barres horizontales représentent les décalages en temps des autres premières arrivées par rapport à la première arrivée de référence.

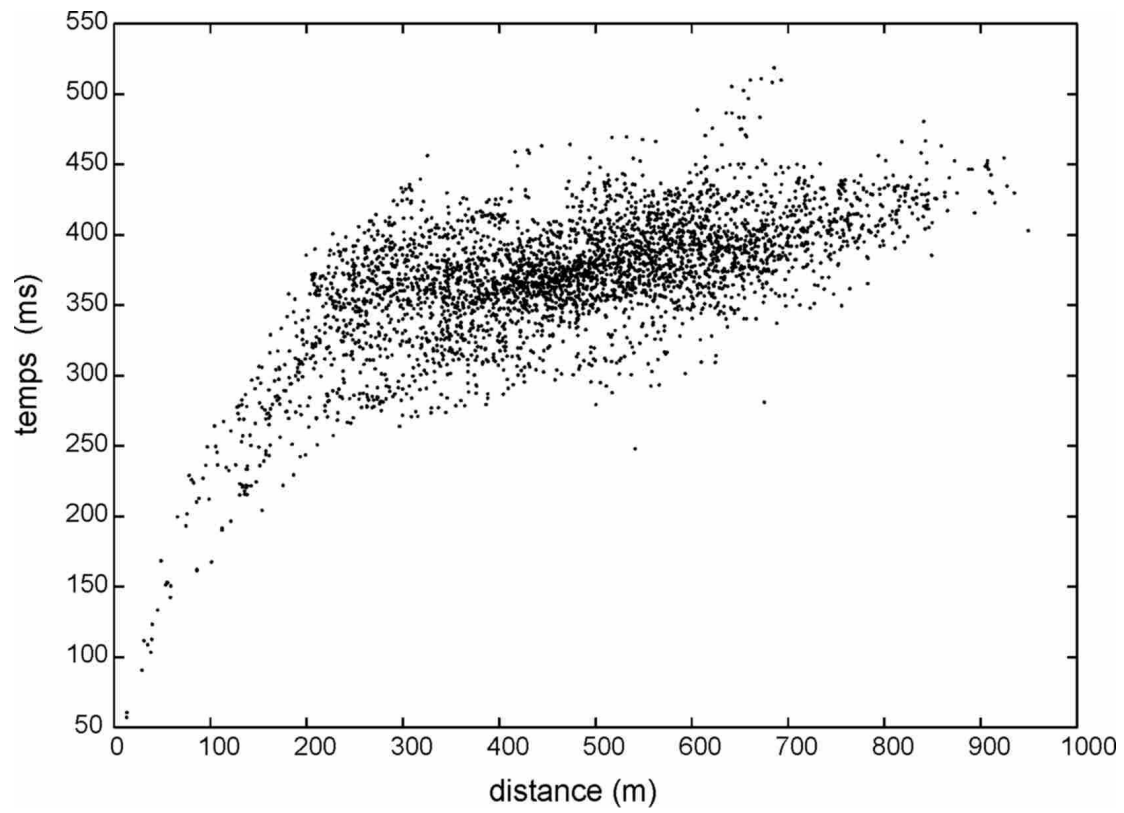


FIG. 5.16 – temps de premières arrivées pointés (3615 temps). La distance en abscisse est la distance hypocentrale.



### 5.4.3 Estimation d'un macro-modèle de vitesse, inversion Herglotz-Wiechert

La première étape de traitement consiste à déterminer un modèle qui représente les variations de vitesse au premier ordre. Au premier ordre, nous considérons que les vitesses varient uniquement selon la profondeur mais en suivant la topographie 3D. Nous inversons un jeu de premières arrivées obtenu pour des sources et capteurs répartis le long d'un profil 2D, en utilisant la méthode Herglotz-Wiechert (H-W). La figure 5.17 de gauche représente les temps utilisés pour l'inversion en fonction de la distance source-capteur. Bien que l'hypothèse de surface plane ne soit pas respectée, nous limitons l'effet de la topographie forte en choisissant comme distance source-capteur, la distance le long de la topographie.

Le profil de vitesse 1D obtenu est présenté sur la figure 5.17 de droite. Ces résultats permettent d'identifier la présence d'une couche altérée caractérisée par un fort gradient de vitesse et une épaisseur d'environ 20 m. Ce résultat est en accord avec l'inversion des données de sismique réfraction le long du cône. Nous comparons sur la figure 5.17 de gauche, les temps observés et ceux calculés en utilisant le modèle de vitesse 1D obtenu par la méthode H-W. Pour des distances sources-capteurs comprises entre 0 et 300 m, l'écart type entre les temps observés et calculés est de quelques dizaines de milliseconde alors qu'il est de plus de 100 ms au-delà de 300 m. Dans ce cas, les temps observés sont plus petits que les temps calculés. Cet écart nous semble lié au fait que le socle n'est pas incorporé dans le modèle de calcul des temps de propagation. Nous incorporons donc un socle plan et ajustons sa vitesse ainsi que sa profondeur par essais-erreurs sur les résidus en temps (figure 5.18). Les paramètres optimaux sont, une vitesse d'onde P égale à 4500 m/s et une profondeur de 90 m par rapport à la base du cône (figure 5.19 ). Nous remarquons que ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par sismique réfraction le long du Puy des Goules (figure 5.6).

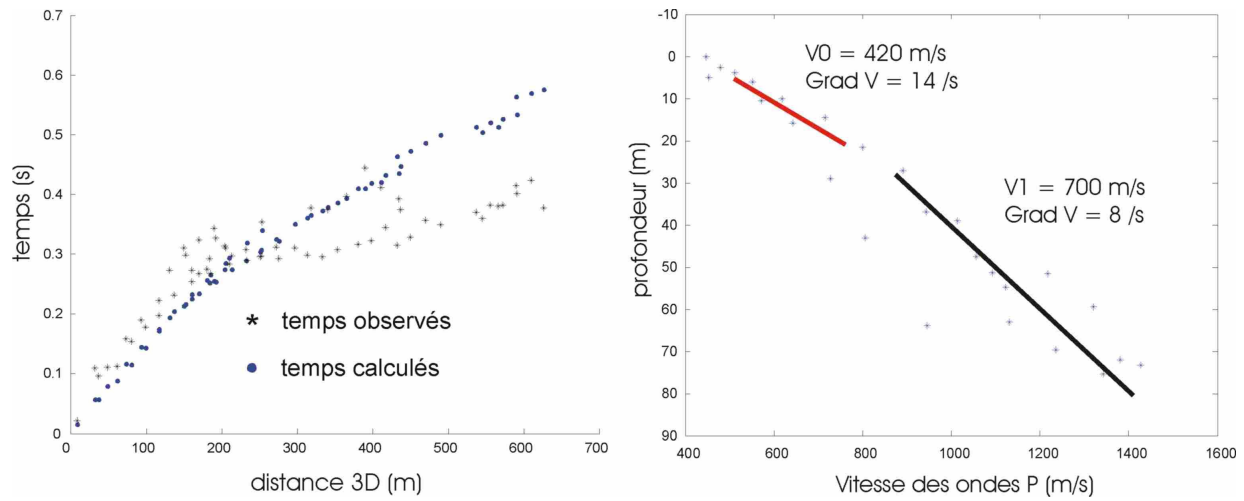


FIG. 5.17 – Inversion Herglotz-Wiechert. Figure du gauche, représentation des temps de première arrivée mesurés et calculés en fonction de la distance hypocentrale estimée le long de la topographie. Les temps calculés sont obtenus en utilisant le modèle de vitesse 1D décrit figure de droite.

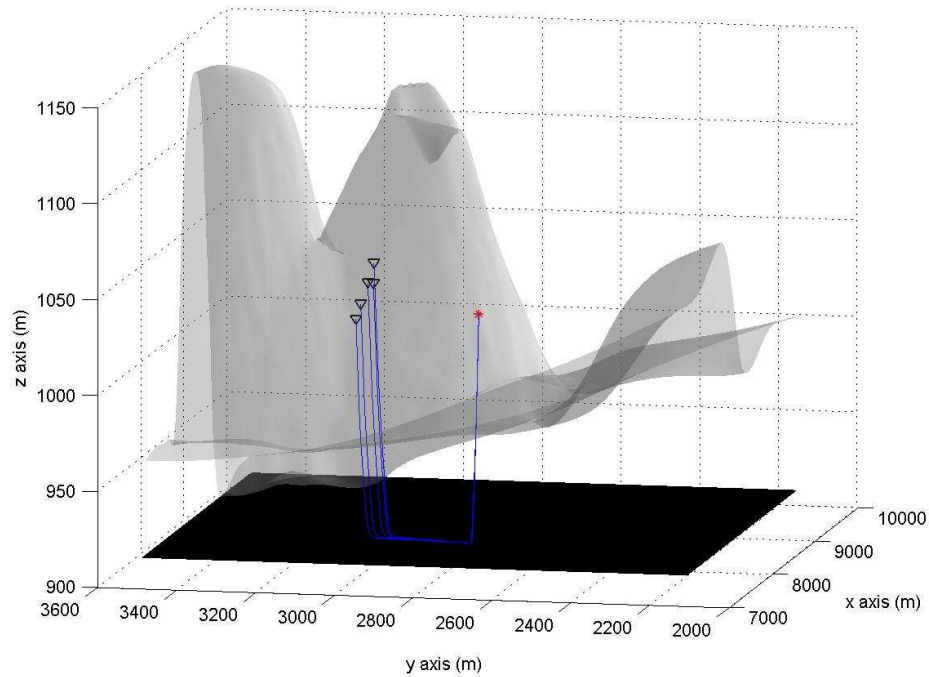


FIG. 5.18 – Simulation d'une onde réfractée par tracé de rais en utilisant le code Podvin-Lecomte-Virieux.

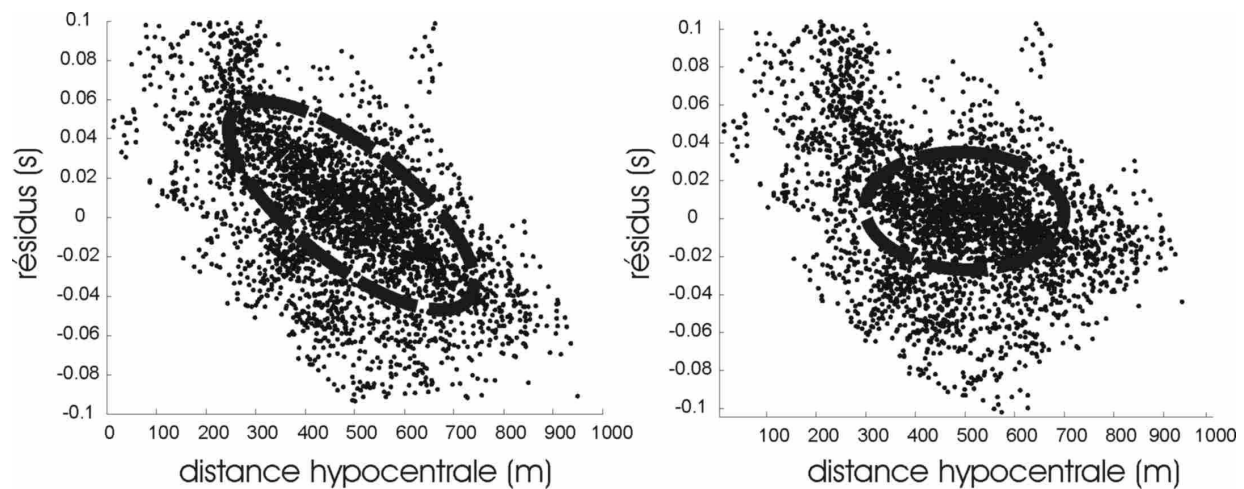


FIG. 5.19 – Estimation de la vitesse et la profondeur du socle par essais-erreurs. Les résidus en temps sont définis comme la différence entre les temps observés et ceux calculés. Figure de gauche, la vitesse de l'onde P dans le socle est égale à 3000 m/s et sa profondeur par rapport à la base du cône est égale à 50 m . Figure de droite, la vitesse de l'onde P dans le socle est égale à 4500 m/s et sa profondeur par rapport à la base du cône est égale à 90 m .

## 5.5 Imagerie sismique de proche-surface

Nous avons mentionné, au chapitre précédent, que les fortes variations de vitesse proche de la surface peuvent induire des délais de propagation des ondes de volume du même ordre de grandeur que ceux associés à la propagation de ces mêmes ondes à travers les zones cibles à imager. Il est donc nécessaire d'imager les vitesses proche de la surface dans le but de les prendre en compte lors de l'inversion tomographique. Nous proposons deux approches différentes pour estimer ces variations de vitesse. La première méthode est basée sur l'inversion des temps d'arrivée associés à de courtes distances sources-récepteurs et permet d'imager des interfaces sismiques en profondeur. La deuxième méthode est basée sur l'analyse des résidus en temps pour des grandes distances sources-récepteurs et permet d'imager les vitesses de proche surface à la fois sous les capteurs mais aussi sous les sources. Nous décrivons brièvement ces deux méthodes et insérons à la suite les deux articles scientifiques qui présentent le développement méthodologique et l'application de ces 2 méthodes.

### 5.5.1 La méthode *Iterative Datuming Procedure*

Cette méthode consiste à inverser les temps de première arrivée de manière itérative pour des distances source-capteurs croissantes. Cette technique est inspirée des méthodes de correction statique qui consistent à retropropager de manière numérique les données sous la couche altérée. Dans notre cas, à chaque itération, les positions des sources et capteurs sont projetées le long du rai sur une *datum* surface en profondeur et les temps de première arrivée sont corrigés de la propagation dans le milieu préalablement imagé situé au-dessus de cette surface. Les nouvelles données ainsi obtenues permettent d'imager le milieu sous la *datum* surface. Cette méthode repose sur un algorithme de tracé de rais très précis et permet d'inverser des temps de première arrivée qui ne sont pas datés de manière absolue. Nous appliquons dans un premier temps cette méthode à des données synthétiques dans le but de la valider et l'appliquons ensuite aux données réelles obtenues sur le Puy des Goules. Cette méthode présente de plus des applications potentielles dans les domaines de l'exploration sismique et de la géophysique environnementale.

### 5.5.2 La méthode d'analyse des résidus

Cette méthode simple à mettre en oeuvre repose sur une analyse statistique de la répartition des anomalies de vitesse au sein du milieu à imager. Considérons un réseau de capteurs et des sources distribuées de manière uniforme autour des capteurs. Considérons que nous connaissons le modèle de vitesse au premier ordre du milieu situé sous ces capteurs

et sources. Appelons un résidu en temps, la différence entre un temps observé et un temps calculé dans ce modèle de vitesse. Nous vérifions premièrement que la moyenne des résidus est nulle, c'est à dire que nous pouvons considérer le modèle de vitesse vrai comme le modèle de vitesse au premier ordre auquel est superposé une ensemble d'anomalies de vitesse, la moyenne de ces anomalies étant nulle.

Sélectionnons maintenant un capteur et considérons tous les rais associés aux différentes sources et à ce capteur. Cette méthode consiste à définir un espace cible situé sous le capteur en question. Cet espace cible est défini comme l'ensemble des cellules à travers desquelles tous les rais se propagent. Considérons tous les résidus associés à des rais. L'étape de traitement des données consiste à calculer la moyenne de ces résidus. Nous montrons que cette moyenne donne accès au délai temporel induit par la propagation d'un rai à travers l'espace cible. L'utilisation conjointe de la méthode IDP permet ainsi d'estimer une vitesse locale sous chaque capteur. Le grand intérêt de cette méthode est qu'elle permet aussi d'estimer des vitesses locales sous chaque source. Cette méthode est validée à partir de l'analyse de données synthétiques. Elle est ensuite appliquée aux données du Puy des Goules et permet d'imager les variations de vitesse superficielles dans cette zone.

## 5.6 3D near surface seismic imaging in topographically complicated areas

Florent Brenguier and Olivier Coutant

*submitted to Near Surface Geophysics*

LGIT-BP53 38041 Grenoble Cedex 9, France

email : florent.brenguier@ujf-grenoble.fr

### Abstract

We present a high resolution new tomographic inversion methodology adapted to areas with complex topography and strong subsurface velocity variations. We invert differential first arrival times iteratively with increasing offsets and ray depths. At each step, we downward continue the selected shot records from the topography to a 3D datum surface using the previously estimated velocities above the datum surface. This method relies on an accurate 3D ray tracing algorithm and a simple inversion procedure that does not require absolute timing of the data. We successfully apply this method to synthetic and real data and compare the final velocity model to the one obtained with a standard tomographic method. We emphasize that our novel approach allows high resolution 3D interface imaging in topographically complicated areas with strong subsurface velocity variations. Moreover, it is straightforward to incorporate, at a given iteration, results from other geophysical techniques (electrical, radar), log data or geological observations. This method finds applications in natural hazard assessment, engineering geophysics and oil exploration.

**Keywords :** 3-D seismic imaging, near-surface, high resolution, static corrections, complex topography, tomography, velocity variations, ray tracing, seismic arrays.

### 5.6.1 Introduction

Recent instrumental developments of seismic networks enhanced portability, electrical consumption and communications. These improvements allow the design of seismic exploration surveys in topographically complicated areas. The main field of applications are geohazard assessment (landslide sliding surfaces, volcanic structure imaging), and oil and mineral exploration in mountainous areas.

Most conventional refraction methods such as the slope/intercept and the delay-time method fail to image strong lateral velocity or layer thickness variations. Standard tomographic methods allow complex geometries but yield smooth velocity models and are thus unadapted to image seismic interfaces. To deal with laterally varying near surface velocities and rough topographies, *Chang et al.* (2002) propose a 3-D tomographic method which simultaneously uses direct, reflected and refracted waves. A complex near surface can significantly distort primary reflections. To correct for this effect, *Zhu et al.* (1998) downward continue shot records from the topography to an horizontal datum using velocities estimated from tomography. In the same manner, *Kelamis et al.* (2002) propose a datuming technique restricted to reflection seismics that allows to estimate the near surface velocity macromodel. More generally, *Lambaré et al.* (1992) describes a downward ray-tracing strategy for prestack inversion of seismic profiles.

We present a novel tomographic inversion methodology that allows interface imaging and which is adapted to topographically complicated areas with strong subsurface velocity variations. Our approach is inspired from the different techniques described above and could be summarized as an Iterative Datuming Procedure. We invert the first arrival times iteratively with increasing offsets and ray depths. At each step, we downward continue the selected shot records from the topography to a 3D datum surface using the previously estimated velocities above the datum surface. We then estimate the sub-datum velocities by simple inversion of the datumed first arrival times and, if available, we account for results from other geophysical techniques (electrical, radar), log data or geological observations. At the end of the procedure, the velocity model consists of virtual velocity layers with increasing depths bounded by 3D datum surfaces. According to velocity contrasts, accurate error estimates and geological relevancy, each datum surface can possibly be interpreted as a seismic interface.

We successfully apply this method to synthetic and real data . Moreover, in order to characterize the power of the Iterative Datuming Procedure (IDP), we also apply a more conventional tomographic method known as SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*) completed by a Fresnel volume approach. We compared both final velocity models and quantify the resolution power but also the limitations of our approach.

### 5.6.2 Conventional tomography : SIRT

Classical tomographic arrival time inversions consist of determining a slowness perturbation vector  $\mathbf{s}$  that minimizes the time residual vector  $\mathbf{t}$  between observed and calculated travel times. The forward problem can be written in the matrix form  $\mathbf{t} = \mathbf{L}\mathbf{s}$ .  $\mathbf{t}$  is the

$N \times 1$  vector of time residuals between observed times and reference model calculated travel times.  $N$  is the number of simulated rays.  $\mathbf{L}$  is an  $N \times M$  matrix for  $M$  being the number of model cells.  $\mathbf{s}$  is the  $M \times 1$  vector of slowness perturbation. A least square solution to this problem can be found by solving the equations,  $\mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{s} = \mathbf{L}^T \mathbf{t}$  [Aki *et al.* (1977)]. However, as often, many model elements are not crossed by rays because of limited survey geometries and most of the elements of  $\mathbf{L}$  are zero. An alternative method (SIRT) consists in distributing the time residuals along the rays paths and estimate a slowness perturbation for each model element. This technique has been proposed by Gilbert (1972) and applied to the medical field and later to seismology [Humphreys and Clayton (1988)]. A solution of  $\mathbf{s} = (\mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \mathbf{L}^T \mathbf{t}$  can thus be written in a SIRT form,

$$s_e = \frac{1}{N_e} \sum_{r=1}^{N_e} t_r / l_r . \quad (5.1)$$

The index  $e$  is associated to a model element and the index  $r$  is associated to a ray.  $N_e$  is the number of rays that cross a given model element. The slowness perturbation  $s_e$  associated to a given model element is thus the average over all the rays that cross this model element, of the time residuals normalized by each ray length (equation 5.1). The velocity perturbation  $\frac{dV_e}{V_e}$  for one model element can thus be written :

$$\frac{dV_e}{V_e} = -V_e s_e \quad (5.2)$$

At this step, we consider that the first arrival seismic phase propagates from a source to a receiver along a ray defined by the resolution of the eikonal equation (fastest way to reach the receiver). However, this theory is an approximation of the elastic wave propagation for infinite frequencies. In order to account for diffraction phenomena, the measured first arrival travel paths are better represented by a volume around the ray which gathers all the possible ray paths associated with diffraction [Watanabe *et al.* (1990), Husen and Kissling (2000)]. This volume is commonly named the Fresnel volume or the *region responsible for diffractions* [Cerveny and Soares (1992)]. For the velocity reconstruction presented here, the relative time residual  $\mathbf{t}_r^{rel} = t_r / l_r$  is then distributed along all the Fresnel volume. This conventional tomographic method inverses simultaneously all the available first arrival times and thus the final velocity model is smooth and does not allow to resolve seismic interfaces. The specificity of our approach is to treat the data separately and thus account for the small scale velocity variations.



### 5.6.3 The Iterative Datuming Procedure (IDP)

#### Methodology

Let us first introduce the term of *seismic array* to describe a set of seismic sensors (geophones, seismologic sensors) whose signals are digitalized, equally dated and recorded by a same digital recording station. A *seismic network* is made of multiple arrays and for our argument, we emphasize that, because of instrumental limitation, we can not measure absolute traveltimes with sufficient accuracy ( $< 5$  ms).

We invert differential arrival times measured between sensors for each array separately. We proceed iteratively with increasing offsets and ray depths. At each step, we downward continue the selected shot records from the topography to a 3D datum surface using the previously estimated velocities above the datum surface. The 3D datum surface is defined by interpolating specific simulated rays deepest points. The 3D datum surface topography thus depends on the survey geometry and on the velocity model used for ray tracing. The velocities underneath the datum surface are then obtained from inversion of the datumed data. As a requirement, the survey must be a network of sensors equally spaced apart on a 3D grid geometry. Moreover, the seismic sources must be regularly distributed in order to finally obtain an homogeneous resolution of the subsurface velocities.

In a first step, for each array we select the shot records corresponding to the source centered on the array and pick the differential first arrival times. We simply estimate a mean velocity underneath each array by linear regression of the differential arrival time versus source-sensor distance curve. A 3D ray tracing model of the studied area is obtained by interpolating the shallow estimated velocities along the topography and by extending these velocities at depth by an arbitrary chosen velocity law.

In a second step, for each array we select the shot records corresponding to the first neighboring source and pick the first arrival times. We then simulate these first arrival times by accurate ray tracing using the previously built velocity model. We use a finite difference travel time computation originally developed by Podvin-Lecomte [*Podvin and Lecomte* (1991)]. This algorithm is particularly well adapted to our requirements because it allows accurate modelling of refracted waves. The ray tracing procedure is a gradient based algorithm. The first datum surface is determined by 3D interpolation of the ray deepest point depths for the selected nearest source-sensor pairs. The datum procedure consists of projecting the source and sensor positions on the datum surface, along the simulated rays and subtracting the simulated traveltimes associated to propagation above the datum surface to the measured first arrival times. These new source and sensor positions and corrected arrival times form the datumed data. These two steps are represented on

figure 5.20.

It is possible to estimate the sub-datum velocities in the same manner then at the first step. We estimate the sub-datum velocities, for each array, by linear regression of the corrected differential arrival time versus projected source-sensor distance curve. We project the ray segments associated to the datumed data on the datum surface and use these projected rays to distribute the estimated velocities on the datum surface topography. The initial velocity model is then updated by incorporating these velocities and by extending them at depth by an arbitrary chosen velocity law.

At this stage, the procedure is reiterated by selecting, for each array, the shot records corresponding to the next neighboring source. At each step, a new datum surface is defined and the velocity model is updated. Moreover, updated velocity values or datum surface depths can be forced to account for available results from other geophysical techniques (electrical, radar), log data or geological observations. At the end of the procedure, the velocity model consists of virtual velocity layers with increasing depths bounded by 3D datum surfaces. According to the estimated velocity contrasts, accurate error estimates and geological relevancy, each datum surface can possibly be interpreted as a seismic interface. A synthetic flow chart of the Iterative Datuming Procedure (IDP) is presented on figure 5.21. We will now discuss the resolution power, the error estimates and the limitations of the IDP.

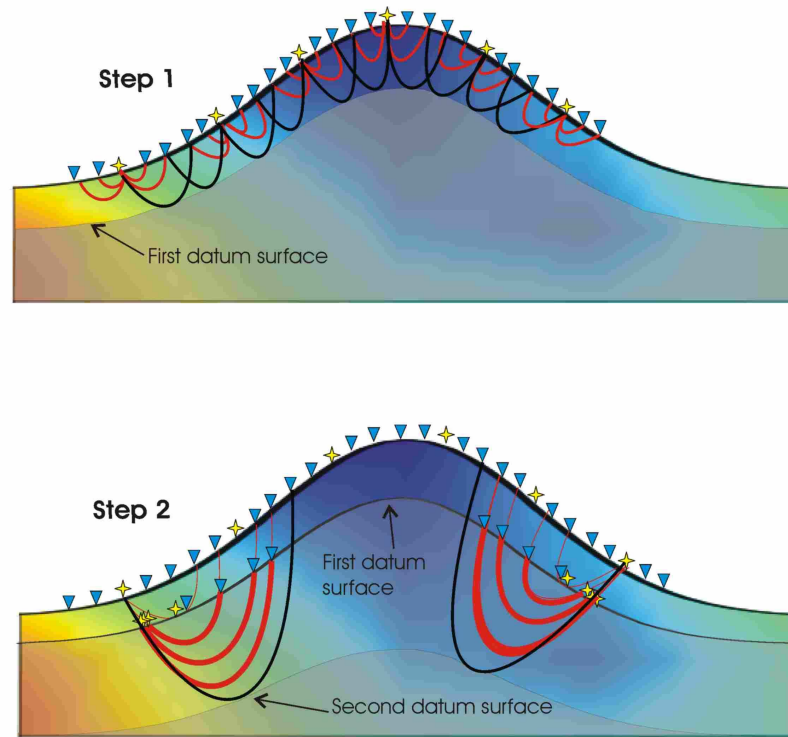


FIG. 5.20 – Illustration of the Iterative Datuming Procedure. Background colors represent artificial velocities, sensors are represented by blue triangles and sources by yellow stars. Step1, seismic arrays are composed of 4 sensors each and the near-surface velocities are estimated by the shot records for sources centered on each array (red rays). The first datum surface is defined from the simulated black rays deepest points. Step2, The source and sensor positions are projected on the first datum surface along the corresponding simulated rays. The sub-datum velocities are estimated and the second datum surface is defined from the simulated black rays deepest points.

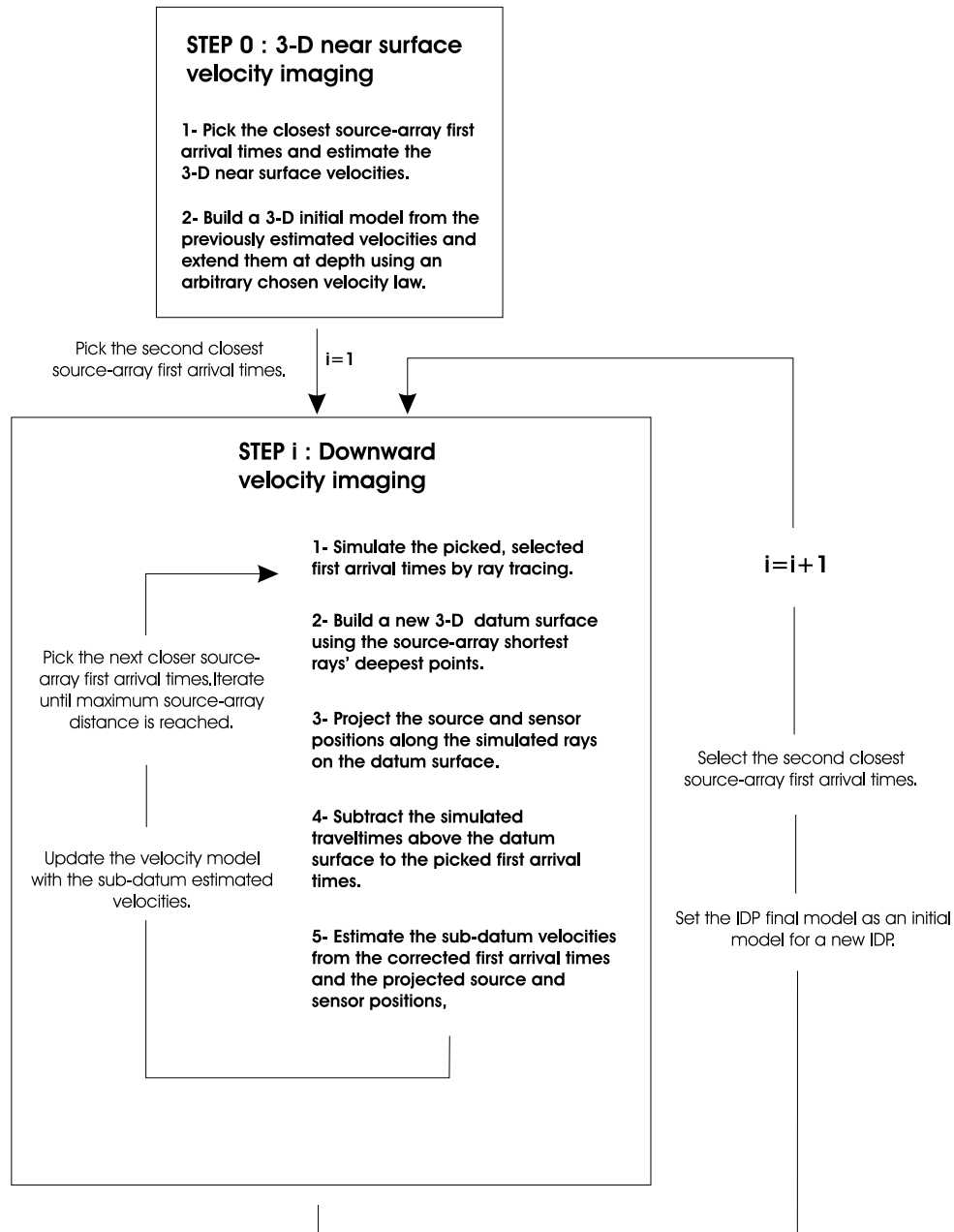


FIG. 5.21 – Flow chart of the Iterative Datuming Procedure (IDP).

## Errors and biases

The specificity of this method is that it does not require absolute timing of the data set. Effectively, velocities are estimated by slope measurements of the first arrival times versus source-receiver distance curve. In order to validate the slope measurements, we thus study the effects of errors associated to source, sensor positioning and time picking. This step is of primary importance to conclude whether the final estimated velocity model is realistic or not.

We consider, in this part, the simplified case of a shot gather collected on a flat surface. We represent the first arrival times versus the source-sensor distances on figure 5.22. Following the ray theory, we can write the velocity at the deepest point of a ray as the inverse local derivative of the first arrival times versus source-sensor distance curve. In a discretized manner, we consider two local measures of first arrival times (1 and 2) (figure 5.22). The inverse derivative of the first arrival times versus source-sensor distance curve corresponds to the ray deepest point velocity and can be written locally,

$$v_{deepestpoint} = \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1} . \quad (5.3)$$

We derive the logarithm of equation 5.3 and obtain the relationship between errors on  $v_{deepestpoint}$  estimates and errors on differential time ( $t_2 - t_1$ ) and distance ( $l_2 - l_1$ ) estimates :

$$\frac{dv_{deepestpoint}}{v_{deepestpoint}} = \frac{dt_2}{t_2 - t_1} + \frac{dt_1}{t_2 - t_1} + \frac{dl_2}{l_2 - l_1} + \frac{dl_1}{l_2 - l_1} , \quad (5.4)$$

with  $l_2 - l_1$  being constant. The term  $\frac{dl_2}{l_2 - l_1} + \frac{dl_1}{l_2 - l_1}$  is thus constant and associated to uncertainties on the source-receiver positions. In general cases, the velocities increase with depth. Thus, the differential time  $t_2 - t_1$  decreases and the error estimate  $\frac{dt}{t_2 - t_1}$  increases with increasing source-receiver distances.

We define the Datuming Validity Coefficient (DVC) as the ratio between  $dt$  and  $t_2 - t_1$  (figure 5.22). This coefficient is calculated for the raw data, before the IDP. We must be careful that this coefficient is small compared to 1, i.e, that  $dt$  is small compared to  $t_2 - t_1$ .

According to the survey geometry (source-sensor distances), the simple linear approximation of the arrival times versus source-sensor distance curve could be no longer valid. The intrinsic error of this process is partly estimated by computing the regression curve misfit. This misfit value must thus be calculated for the datumed first arrival times.

An important parameter for correctly interpreting the final model is the spatial resolution of the method. At each step, the ray segments situated beneath the datum surface and projected on the datum surface give access to a resolution estimate along the datum

topography. The IDP tends to smooth the velocity contrasts along the datum topographies. Moreover, the accuracy made on the possible interface depths is roughly equal to half the width of the virtual layer above. It is possible to improve the accuracy on the velocity model by using it as an initial model for a new IDP.

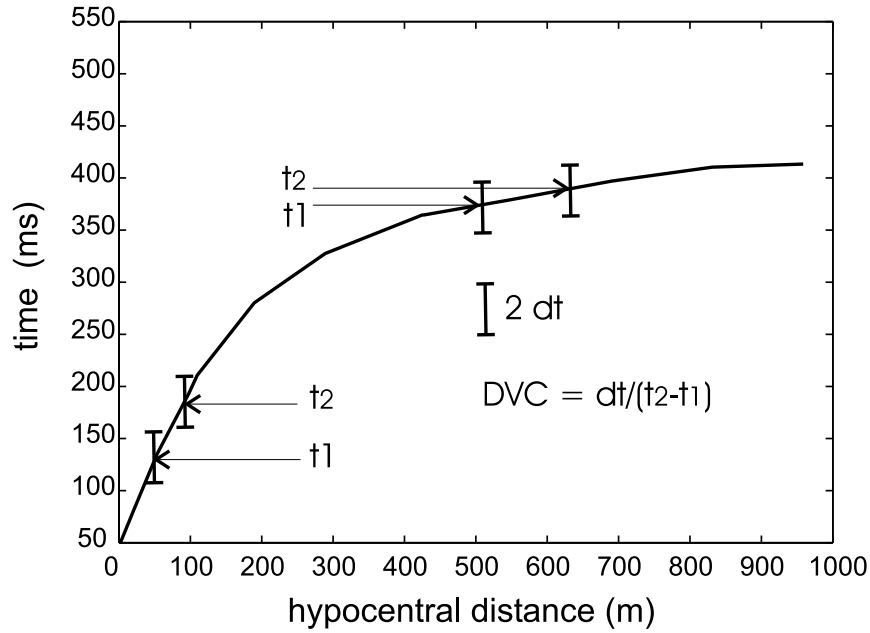


FIG. 5.22 – Definition of the Datuming Validity Coefficient (DVC).

#### 5.6.4 A case study

We apply the SIRT technique completed by a Fresnel volume approach and the Iterative Datuming Procedure to synthetic and real data. We will compare both final velocity models and quantify the power but also the limitations of the IDP.

#### 5.6.5 The data

We focus on the problem of imaging volcanic edifices. This work is part of a research program whose goal is to assess volcanic hazard from geophysical studies. The studied edifice is a Strombolian type volcano part of the *Chaîne des Puys* volcanic chain located in central France (see figure 5.23, A). Unlike its cone simple shape (about 30 % slope), this structure is highly heterogeneous because, during its formation, volcanic cinder projections probably alternated with lava flows [Goër (2001)]. Moreover, previous seismic studies [Laigle et al. (2000), Wegler and Lühr (2001)] clearly demonstrate the complexity

of seismic wave field propagation through volcanic edifices. Strong topography, velocity variations, and scattering effects imply that classical refraction or reflection methods fail.

The survey took place in November 2004 and lasted 1 month. 210 seismic sensors gathered into 30 arrays of 7 sensors each were deployed. The sensors are distributed on a regular 3D grid and are spaced 20 m apart (see figure 5.23, B). The seismic sources (vibrator or dynamite shots) were homogeneously distributed around and within the receiver network. Seismic signal generated by active sources and ambient noise was recorded continuously during two weeks. Digital recorders sampled synchronously each channel (7 vertical sensors). However, each digital recorder has its own time drift which is, in our case, not corrected in the final data set. This seismic network called *Imagerie Haute Résolution* (IHR) has been recently developed by O. Coutant and allows seismic exploration as well as seismological studies.

We use the shortest-offset data to estimate local near-surface velocities underneath each array. These near-surface velocities are estimated with an error of 10 to 20 % (figure 5.24). These errors are low compared to the significant subsurface velocity variations (100 %) probably associated with the weathered layer influence or with heterogeneous volcanic material. From these estimated velocities, the *true* ray tracing model (see table 5.2) is built, synthetic data are simulated and will be considered as the real data set. In order to define a realistic model, the velocity gradients were chosen according to previous seismic studies on this volcanic cone and the topography was interpolated from GPS point measurements at each source and sensor. The 50 m deep interface is artificial. We however expect strong velocity contrasts within the subsurface layers as assessed from geological observations.

	Top velocity	Velocity gradient	Thickness
<b>First layer</b>	$V_0$	$g_1=15/s$	$w_1=15$ m
<b>Second layer</b>	$V_1 = V_0 + g_1 \times w_1$	$g_2=8/s$	$w_2=35$ m
<b>Third layer</b>	$V_2 = V_1 + g_2 \times w_2$ $+30\%(V_1 + g_2 \times w_2)$	$g_3=2/s$	$w_3=10$ m
<b>Fourth layer</b>	$V_2 + g_3 \times w_3$	$g_4=8/s$	-

TAB. 5.2 – The *true* model parameters. An artificial interface at 50 m depth (third layer) is defined to test the performance of the IDP.

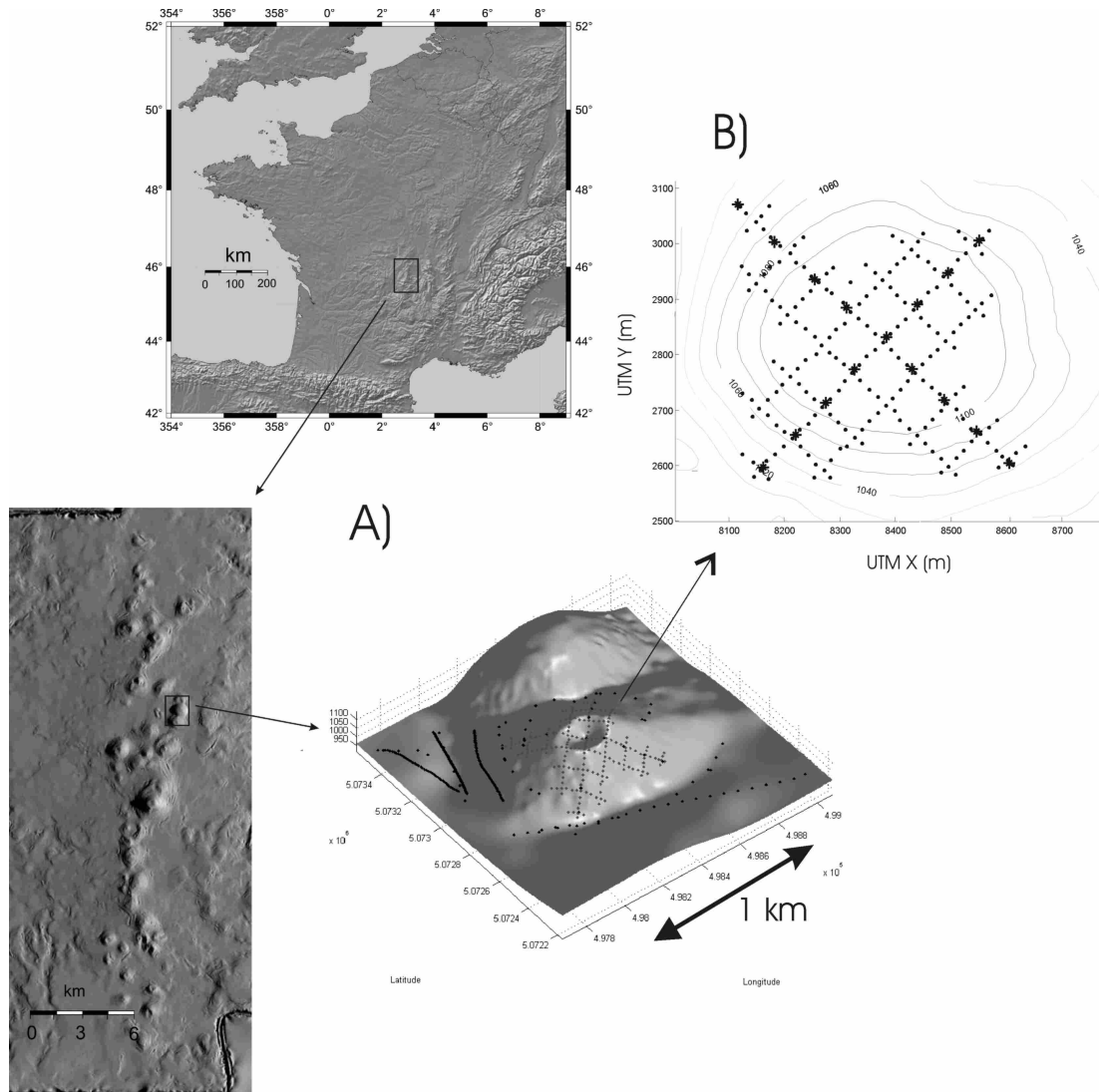


FIG. 5.23 – A, geographical situation of the studied volcanic edifice. B, the field survey geometry. The sensors are represented by dots and the sources by stars.



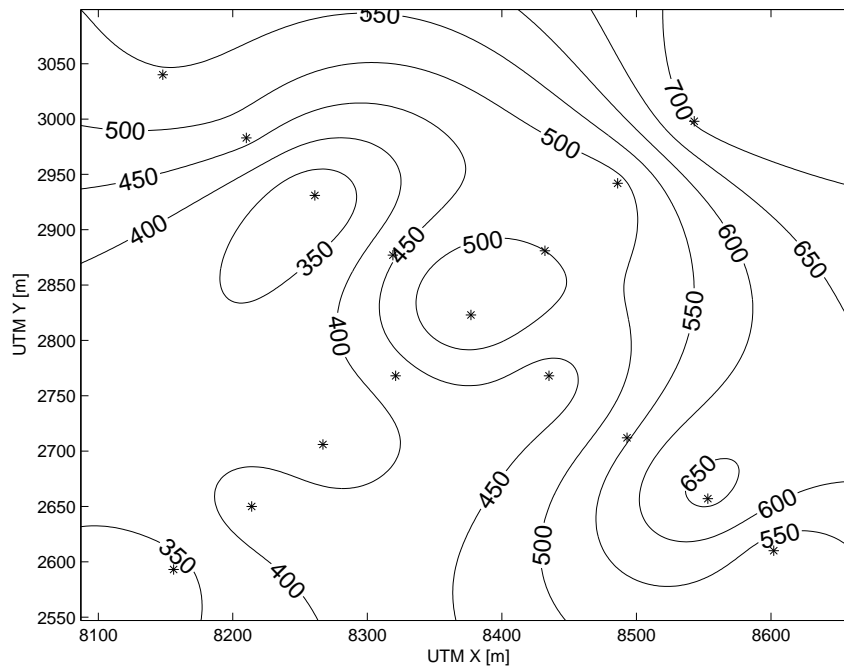


FIG. 5.24 – The 3D subsurface velocities in m/s. The stars represent the array locations. One velocity estimate is made at each array and the 3D velocities are then interpolated.

### Application of the IDP to synthetic data

We applied the Iterative Datuming Procedure this synthetic data set. We consider a systematic first arrival time estimation error of 5 ms. In the first step, we estimate the near surface velocities underneath each array by linear regression of the first arrival times versus source-sensor distance curve. The Datuming Validity Coefficient (DVC) is 10 % and the linear regression misfit is on average 3 ms.

At the first iteration, the DVC is 14 % and the linear regression misfit is on average 5 ms. Figure 5.25 represents the second datum surface and the simulated ray segments situated above and beneath the datum surface. At the second iteration, the DVC is 20 % and the linear regression misfit is on average 6 ms. Finally at the third iteration, the DVC is 25 % and the linear regression misfit is on average 6 ms.

For this particular case study, four layers have been imaged from 0 to about 100 meters depth by the IDP. The first three imaged layer thicknesses are on average, 15 m for the first layer, 35 m for the second and 20 m for the third one located at about 60 meters deep. These thicknesses are an estimate of the vertical-spatial resolution power of the IDP for this specific survey geometry and model characteristics. Figure 5.26 represents vertical velocity profiles taken from the initial, final and true velocity models. We emphasize that

the velocity are reconstructed with a rms of 76 m/s (250 m/s initially). The main result is the reconstruction of the seismic velocity contrast at 50 m deep.

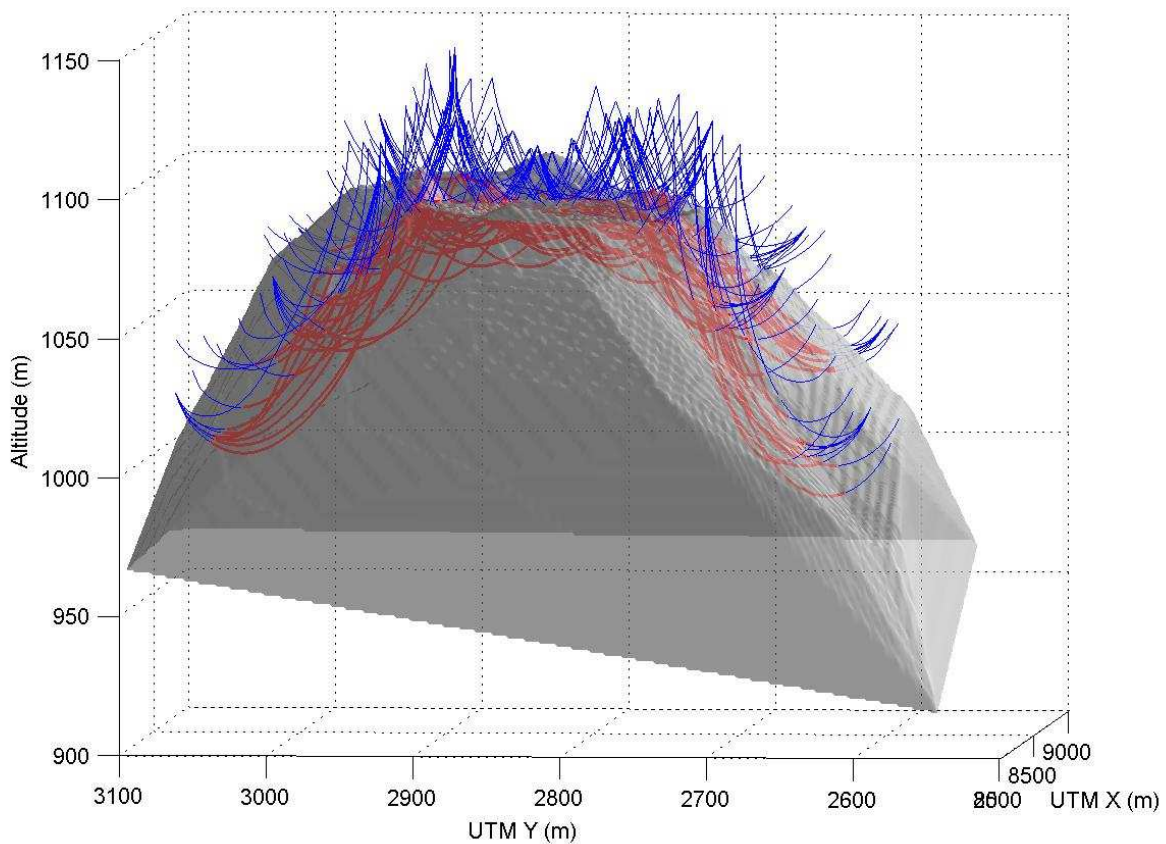


FIG. 5.25 – Step 2 of the IDP. The gray topography represents the second datum surface. The blue thin ray segments are those situated above the datum surface and the red thick ray segments are those situated beneath it.

### Comparison with a 3D velocity reconstruction technique

We apply the velocity reconstruction technique completed by a Fresnel volume approach to the same synthetic data starting with the same initial model. Five vertical velocity profiles are extracted from the final models obtained by the IDP and the velocity reconstruction technique (figure 5.27). The profiles were chosen where the ray coverage is the best, at the center of the cone. Thus, the true velocity profiles are almost equal from one profile to another. It can be clearly seen that both the IDP and the reconstruction

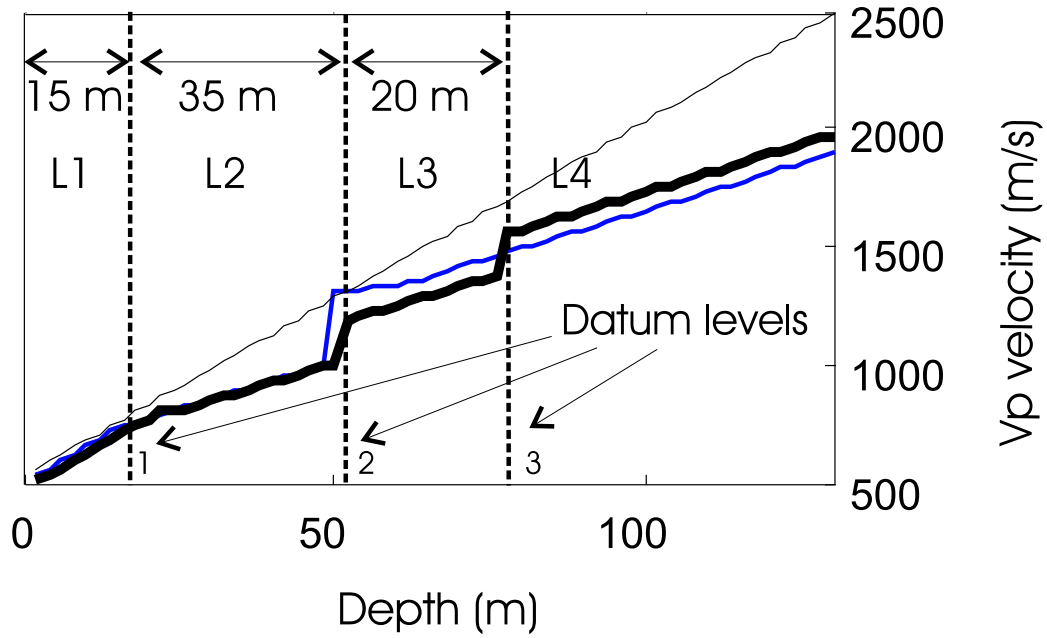


FIG. 5.26 – Velocity profile extracted from the final 3D model obtained after the IDP. The blue thin line is the true model, the black thin line is the initial model and the black thick line is the final model. L1 to 4 represent the 4 different imaged layers separated by datum levels.

technique allow accurate estimate of the velocities at depth. On average, the true velocity model is reconstructed with 10 % of error for both methods. However, only the IDP allows to reconstruct the 50 m deep interface with an accuracy of about 20 %.

### **Application of the IDP to real data**

We applied the Iterative Datuming Procedure the real data set. In the first step, we estimate the near surface velocities underneath each array by linear regression of the first arrival times versus source-sensor distance curve. The Datuming Validity Coefficient (DVC) is 3 % and the linear regression misfit is on average 7 ms.

At the first iteration, the DVC is 6 % and the linear regression misfit is on average 7 ms. At the second iteration, the DVC is 8 % and the linear regression misfit is on average 8 ms. Finally at the third iteration, the DVC is 35 % and the linear regression misfit is on average 7 ms.

Four layers have been imaged from 0 to about 80 meters depth by the IDP. The final velocity profile extracted at the centre of the cone is presented on figure 5.28. The error bars represent uncertainties associated to velocity and depth estimates of each virtual layer. We clearly identify a near surface weathered layer characterized by a surface velocity of 500 m/s, a thickness of 60 m, and a velocity gradient of  $15 \text{ s}^{-1}$ . This layer is limited, at the bottom, by a strong velocity contrast which can be interpreted as volcanic deposits covering a former lava flow layer. We plot the 3D velocity gradient distribution of the weathered layer (figure 5.29). We clearly identify a zone at the centre of the vent characterized by a higher velocity gradient. This observation can be associated to a stronger settling of the volcanic deposits in this area.

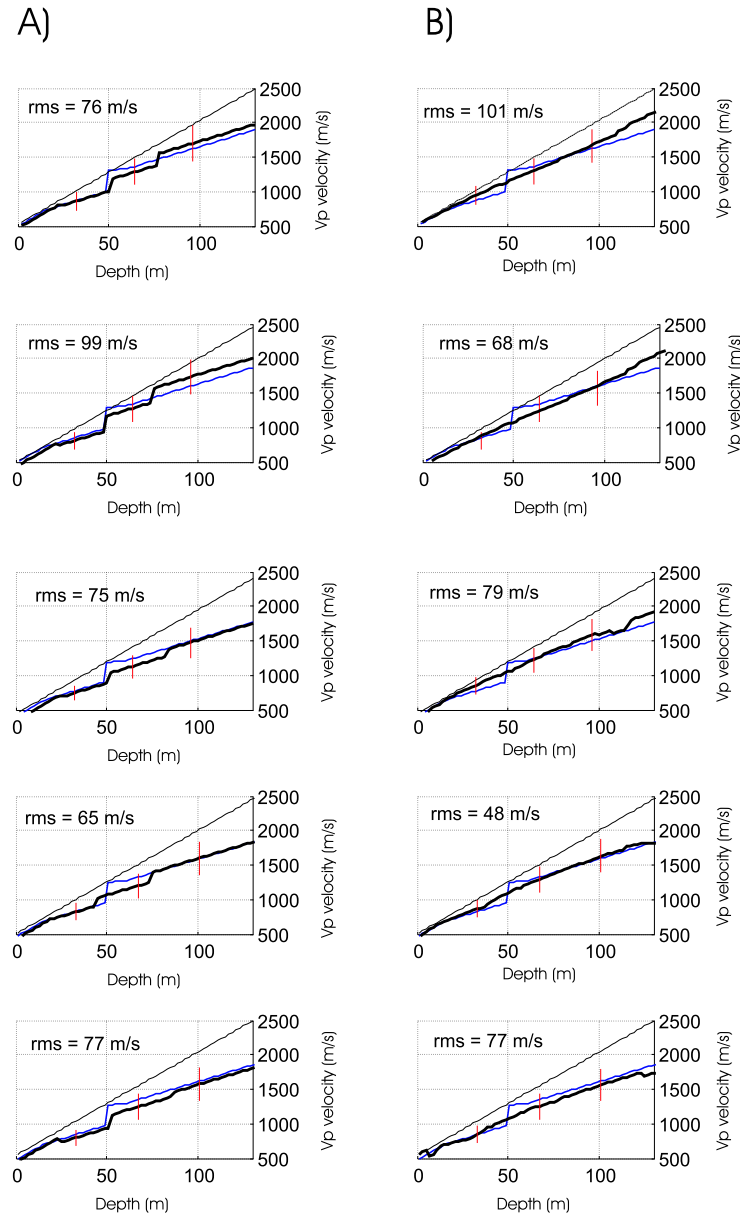


FIG. 5.27 – A, the velocity profiles obtained with the IDP. B, the velocity profiles obtained with the velocity reconstruction technique. The blue thin line is the true model, the black thin line is the initial model and the black thick line is the final model. The mean error of 15% done on velocity estimates is represented by red error bars on the final velocity curves. The rms values represent the misfit between the final velocity curves and the true velocity curves.

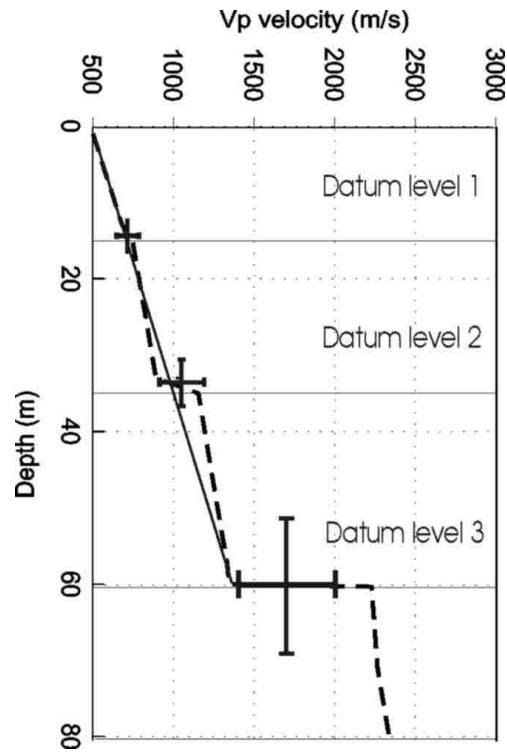
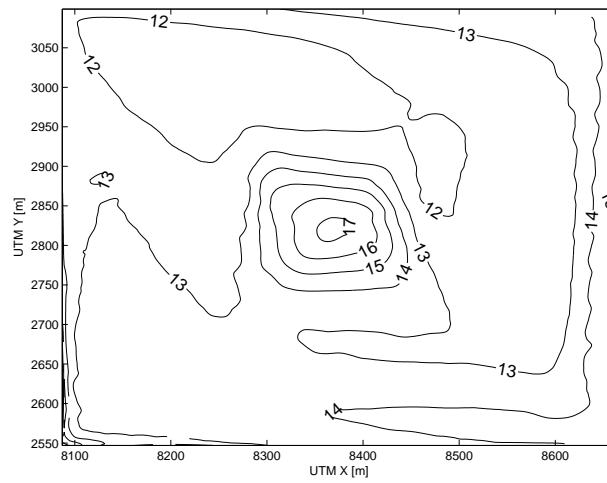


FIG. 5.28 – Results of the IDP using the real data.

FIG. 5.29 – Velocity gradient of the weathered layer in  $s^{-1}$ .

### 5.6.6 Discussion and conclusions

We described the methodology and an application of a novel 3D near surface seismic tomographic method adapted to areas with complex topography and velocity variations. Contrary to conventional tomographic methods, our approach called Iterative Datuming Procedure allows to control the inversion of picked first arrival times with increasing offsets and ray depths. At each iteration, statistic parameters are computed and the validity of the procedure is thus assessed. The Datuming Validity Coefficient (DVC) and misfit values can be regarded as references for future applications of the IDP on real data. The results show that the IDP corrects for the strong near surface velocity variations and allows to image seismic interfaces at depth. The main limitation of this method is linked to errors associated to source and receiver positioning and accuracy on picked first arrival times.

Both the IDP and the velocity reconstruction technique could be associated. A smooth macro-velocity model could be obtained by the velocity reconstruction technique and used as an initial model for an IDP. Inversely, a highly complex near surface model could be obtained by the IDP and implemented as an initial model for a more global seismic tomography. The joint direct, refracted and reflected phase arrival time inversion by an extended Iterative Datuming Procedure could allow to migrate reflection data in areas with complicated topography. This method thus finds applications in oil, mineral exploration in mountainous areas, natural hazard assessment and engineering, environmental geophysics.

## 5.7 Near surface seismic imaging using time residuals analysis

Florent Brenguier, Olivier Coutant and Hugues Baudon

LGIT-BP53 38041 Grenoble Cedex 9, France

email : florent.brenguier@ujf-grenoble.fr

### Abstract

We propose a simple method to image near surface seismic velocity variations. Our method is based on first arrival time analysis using seismic array data and active sources. We select the far-offset data and, for each receiver separately, we stack the time residuals calculated as the difference between observed first arrival times and computed first arrival times using a Podvin-Lecomte algorithm and a velocity macro-model. We apply our method and study the near surface velocity variations of a Strombolian volcanic cone located in central France. We obtain a velocity anomaly estimate under each receivers and sources. The obtained results are in agreement with those obtained by conventional tomographic approach. This approach might become the method of choice whenever the features of interest are in large and uncertain location, or when they are embedded within a complex structure that make other seismic methods non-valid. Our method should prove useful for engineering and environmental geophysics (cavity, waste deposits investigation).

### 5.7.1 Introduction

Geophysical methods are nondestructive and yield quantitative information of extended near surface areas. Near surface seismic methods are used to investigate cavities, waste deposits, to characterise aquifers and to image archeological areas. We propose a simple method to image near surface seismic velocity variations. This approach might become the method of choice whenever the features of interest are in large and uncertain location, or when they are embedded within a complex structure that make other seismic methods non-valid. This approach is complementary to tomographic methods which are used to image specific targets.

Our method is inspired from the well-known ACH statistic and tomographic approach [Aki *et al.* (1977)]. These approaches are based on first arrival time analysis using seismic



array data and active sources. We select the far-offset data and, for each receiver separately, we stack the time residuals calculated as the difference between observed first arrival times and computed first arrival times using a Podvin-Lecomte algorithm.

We apply our method and study the near surface velocity variations of a Strombolian volcanic cone located in central France. The obtained results are in agreement with those obtained by conventional tomography. However, the main advantage of this method is that it is straightforward to image velocity variations under the source positions.

### 5.7.2 Methodology

We consider an array of seismic sensors and a set of seismic active sources located at far-offsets from the array (figure 5.30). The primary step is to perform a global tomographic inversion using the first arrival times in order to estimate a velocity macro-model. We adjust this velocity model by trial and errors in order to minimise the time residuals calculated as the difference between observed first arrival times and computed first arrival times in this model. Our approach relies on the assumption that, for a given homogeneous repartition of sources and 1 receiver, the calculated times residuals, described as a statistic variable, can be separated into two terms. The first term is associated to a velocity anomaly distribution outside the target volume and to measurement errors ( $\delta t^{ext}$ ). The second term is associated to a velocity anomaly distribution within the target volume ( $\delta t^{target}$ ) (figure 5.30).

We calculate the average time residual ( $R_i$ ), at one receiver, over the sources,  $j$ .

$$R_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (t_j^{obs} - t_j^{calc}) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \delta t_{ij}^{target} + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \delta t_{ij}^{ext}, \quad (5.5)$$

$N$  being the number of sources,  $i$ , the index of receivers and  $j$ , of sources.  $\delta t^{ext}$  represent the time residuals associated to uncertainty in the velocity model, outside the target volume and to measurement errors. This term can, itself, be separated into two terms. One term is a random component associated to a random velocity anomaly distribution outside the target volume with an average of 0 s ( $\delta t^{ext,rand}$ ). The second term is constant and is associated to a uniform velocity anomaly outside the target volume ( $\delta t^{ext,unif}$ ). As a pre-step, we must analyse the distribution of time residuals at one receiver for all sources in order to justify our assumptions. According to our assumptions, this distribution should be symmetric around  $R_i$ .

The average  $\sum_{j=1}^N \delta t_{ij}^{ext,rand}$  tends to zero and  $R_i$  writes,

$$R_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \delta t_{ij}^{target} + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \delta t_j^{ext,unif} = \delta t_i^{target} + \delta t^{ext,unif}. \quad (5.6)$$

We assume that the time residuals distribution over all the receivers, within the target volume ( $\delta t^{target}$ ), is composed of two terms. The first term is a random component associated to random velocity anomaly distribution over all the receivers with an average of 0 s ( $\delta t^{target,rand}$ ). The second component is associated to a uniform velocity anomaly within the target volume ( $\delta t^{target,unif}$ ). We compute, at each receiver  $k$ , the difference between the mean time residual,  $R_k$  and the mean time residuals average over all the receivers.

$$R_k^{corr} = R_k - \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M R_i , \quad (5.7)$$

$M$ , being the number of receivers. We can replace  $R$  by its expression given in equation 5.6,

$$R_k^{corr} = \delta t_k^{target} + \delta t^{ext,unif} - \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \delta t_i^{target} - \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \delta t_i^{ext,unif} . \quad (5.8)$$

As, expression  $\sum_{i=1}^N \delta t_i^{target,rand}$  tends to zero,  $R^{corr}$  writes,

$$R_k^{corr} = \delta t_k^{target} + \delta t^{ext,unif} - \delta t^{target,unif} - \delta t^{ext,unif} , \quad (5.9)$$

and finally,

$$R_k^{corr} = \delta t_k^{target} - \delta t^{target,unif} . \quad (5.10)$$

$R_k^{corr}$  is thus the difference between the time residual associated to the velocity anomaly under receiver  $k$  and the time residual associated to the uniform velocity anomaly within the target volume. We notice that  $R^{corr}$  is not affected by velocity anomalies outside the target volume or by measurement errors.

The target volume is defined by a search for the zone of maximum ray coverage underneath each receiver. Moreover, because of reciprocity, this analysis can be hold similarly for index  $i$ , being the sources and  $j$ , the receivers. This allows us to image the velocity anomalies underneath the source positions.

### 5.7.3 Data analysis

We use a data set collected in November 2004 on a Strombolian cone located in central France. The seismic array is composed of 210 sensors spaced 20 m apart and distributed on a 3D grid at the surface of the cone. We use 60 Vibroseis vibrations as active seismic sources located around the array of sensors. We picked 3615 first arrival times (figure 5.31, A). We estimate a velocity macro-model using a 1D Herglotz-Wiechert inversion and we

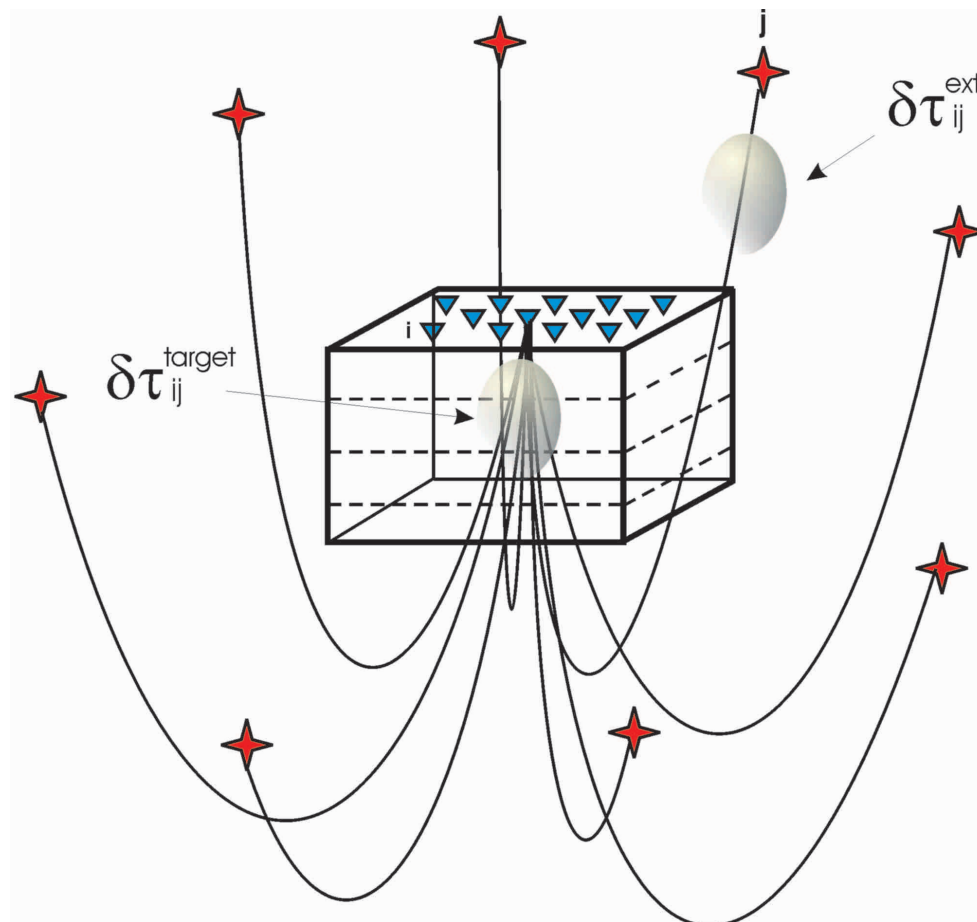


FIG. 5.30 – Assumption for the time residuals analysis. The sources are represented by red stars and the receivers by blue inverted triangles. The target volume is defined as the box underneath the receiver array.  $\delta\tau$  are the time residual anomalies within and without the target volume.

adjust the basement depth and velocity by trial and errors (5.31, B). We select the time residuals corresponding to hypocentral distances larger than 300 m. At these distances, previous studies show that the first arrivals are refracted at a basement interface and are thus vertically incident at the surface. In order to avoid large errors on time residual estimates, we select the time residuals comprised between -30 and 30 ms.

We justify our approach by a statistical study. We consider a time residual variable composed of two terms. The first term is constant and equal to 15 ms. It corresponds to the time residual associated to a velocity anomaly underneath a particular receiver within the target volume. The second term is a random component comprised between -10 and 10 ms. It corresponds to the time residuals associated to a random velocity anomaly distribution outside the target volume. Each event corresponds to a variable value (time residual). We plot values of this variable for different events on figure 5.32, A. The red curve represents the average of these values for an increasing number of events.  $D_t$  is the difference between the averaged values for 60 events and the constant value of 15 ms. We are particularly interested to study how  $D_t$  tends to the value of 15 ms. We plot the values of  $D_t$  for 10000 variable realizations on figure 5.32, B. In this case, the maximum of  $D_t$  is 3 ms which corresponds to 20 % of 15 ms. The values average for 60 events (sources) thus yield good approximation of the searched value of 15 ms.

On figure 5.32, C, we plot the maximum of  $D_t$  for 60 events and 10000 realizations of the variable, over the random component absolute value limits. For a random component comprised between -25 and 25 ms, the maximum of  $D_t$  is 50 % of 15 ms. On figure 5.32, D, we plot the maximum of  $D_t$  for a random component comprised between -10 and 10 ms and 10000 realizations of the variable, over the number of events. For only 20 events instead of 60, the maximum of  $D_t$  is 30 % 15 ms. It is thus clear that the average procedure strongly decreases the effects of the random component and yield satisfactory estimates of the searched value of 15 ms.

On figure 5.33, we plot, for a set of receivers, the distribution of the real data time residuals. On average, we sum 20 time residuals at each receiver. The assumption of uniform distribution of time residuals is not fully respected but, however, satisfactory.

#### 5.7.4 Results

We apply the methodology described previously and present the results on figure 5.34, A. Each point represents a source or receiver position. The background lines represent the cone topography. The colors indicate the corrected time residuals values. Negative time residuals correspond to high velocity anomalies and positive time residuals to low velocity

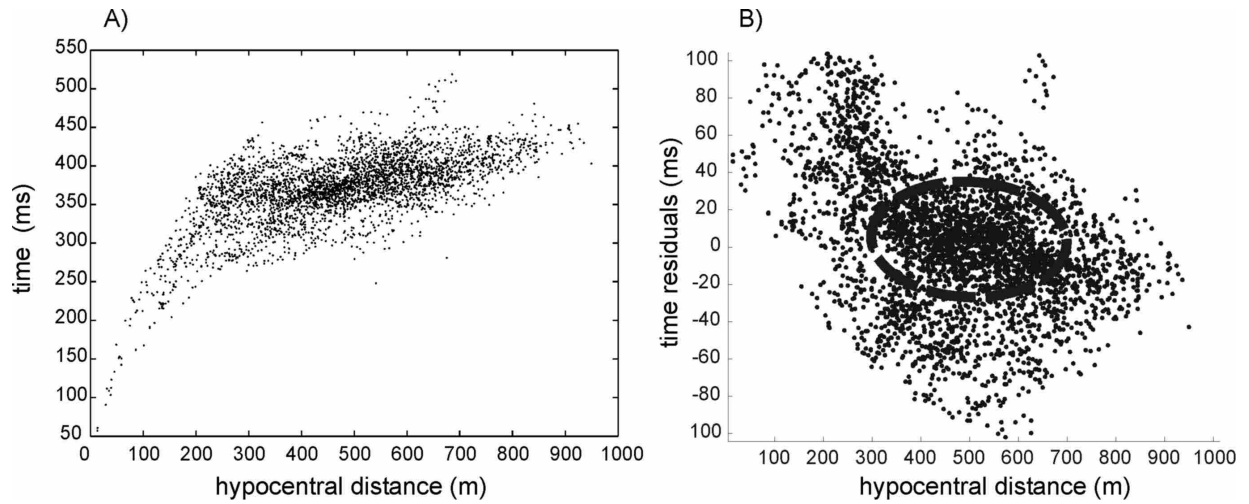


FIG. 5.31 – A, first arrival time data set. B, time residuals calculated as the difference between observed first arrival times and computed first arrival times using a Podvin-Lecomte algorithm.

anomalies. We can clearly identify some distinct areas.

In order to estimate the validity of our results, we compare them to those obtained with a tomographic approach. we performed a first arrival time tomography using the shortest-offset data in order to image the near surface velocity variations. We emphasize that this tomography yield information on near surface velocities from the surface to no more then 20 m depth. We then build a model that account for the near surface velocity variations and compute synthetic first arrival times. We use these synthetic data to calculate the corrected time residuals in the same manner as for the real data. We plot the synthetic time residuals on figure 5.34, B. We clearly identify identical time residual anomalies in both real and synthetic cases. The Blue color (negative time residuals) corresponds to a  $V_p$  velocity of 700 m/s and the red color (positive time residuals) to a  $V_p$  velocity of to 350 m/s.

However, we obtain one anomalous area (depicted by an arrow) corresponding to high velocities with the real data (A) and to low velocities with the synthetic data (B). The high velocity anomaly can thus be associated to a specific structure located at more than 20 m depth (tomographic limits at depth). In order to specifically study the depth of the target volume in the depicted anomalous area, we select the corresponding receivers and their associated rays. We plot the number of rays crossing each model cell (figure 5.35). The target volume is defined by a search for the zone of maximum ray coverage underneath each receiver. We show that, in this area, the target volume's depth is about 50 m. This

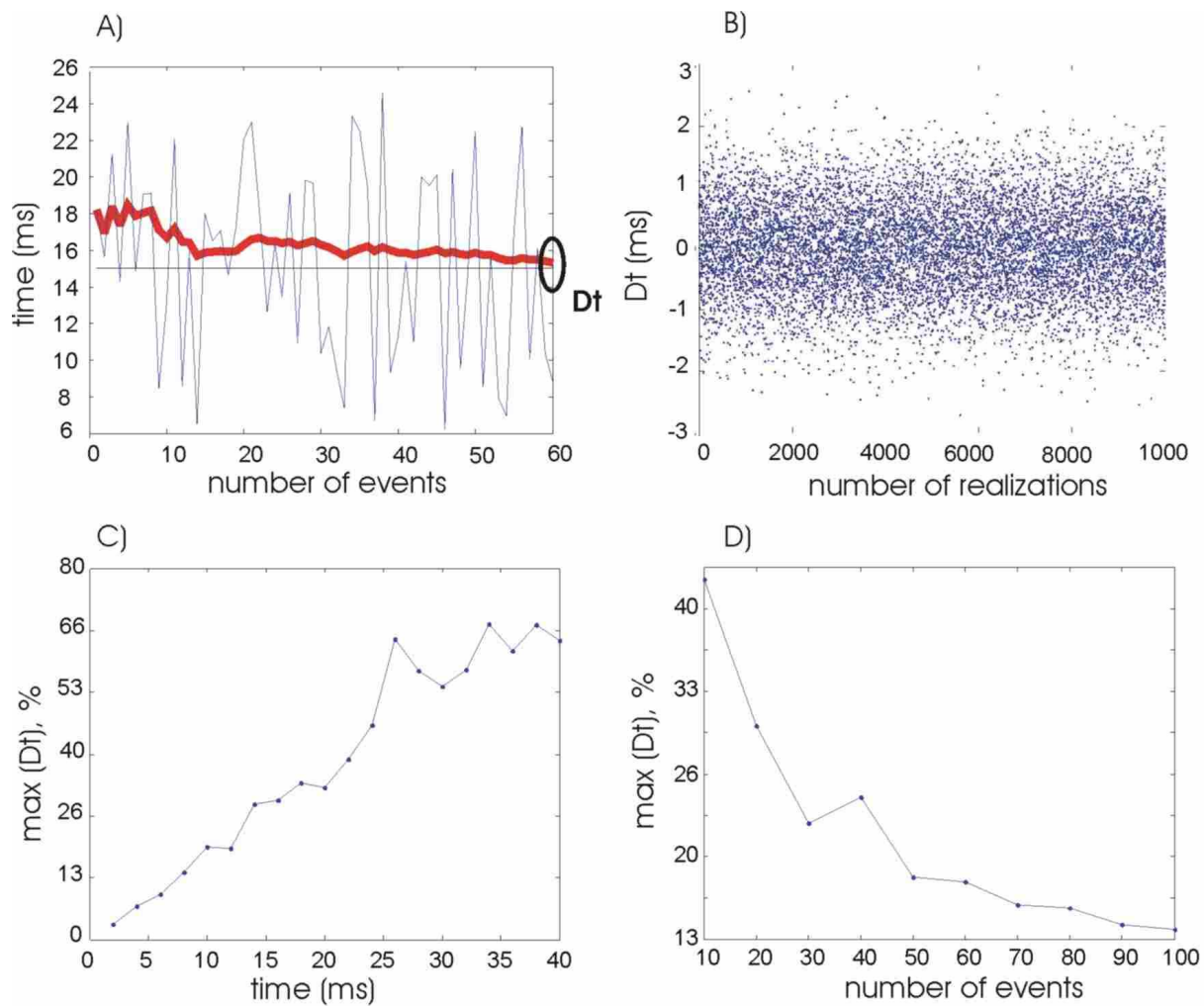


FIG. 5.32 – Statistics on the averaging procedure of a stochastic variable. A, the stochastic variable values are represented by a blue line. The constant value of 15 ms is represented by a black line. The red curve represents the averaged variable values for an increasing number of events. B,  $Dt$  values for 10000 realizations of the variable. C, Maxima of  $Dt$  over the random component absolute value limits. D, Maximum of  $Dt$  over the number of events.

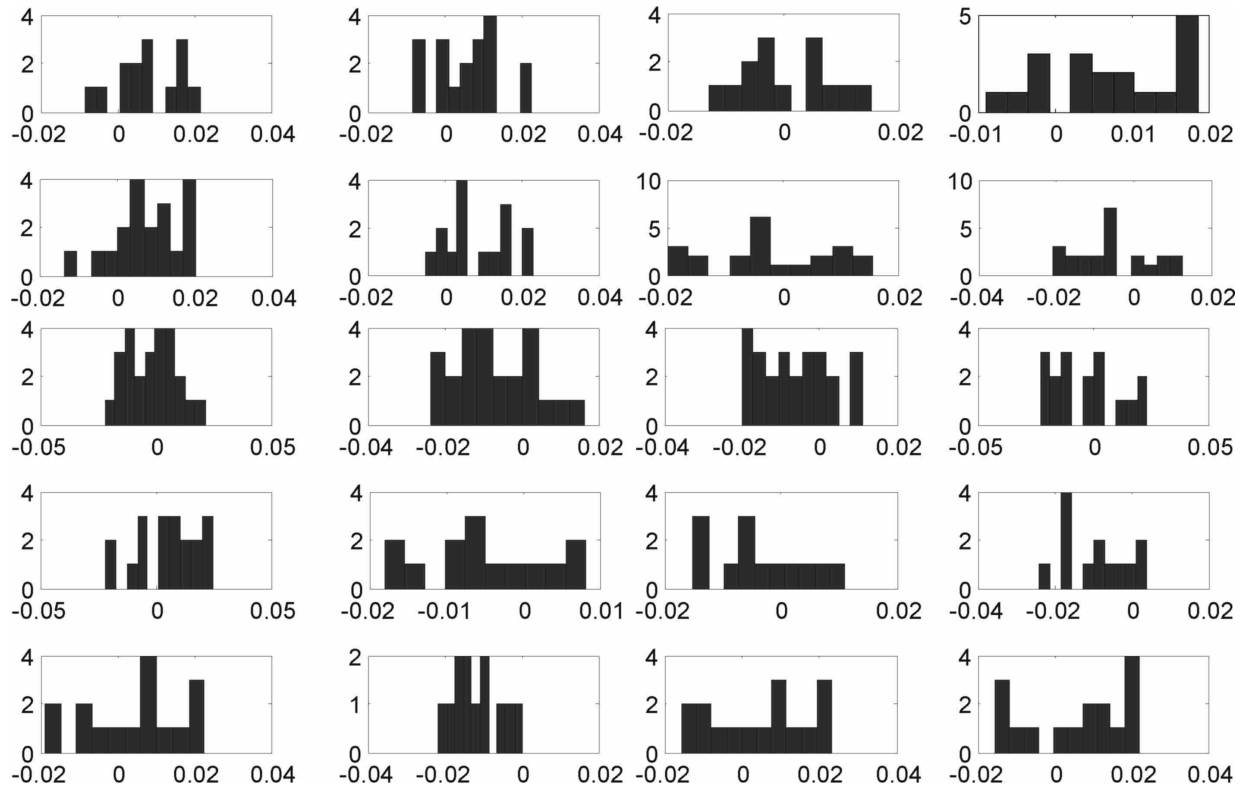


FIG. 5.33 – Distribution of time residuals for different sensors. The abscissae are time residuals in seconds and the ordinates represent number of rays.

result is in agreement with the given interpretation.

### 5.7.5 Discussion and conclusions

We developed and applied a simple method to image near surface seismic velocity variations with great accuracy. Our approach is based on an array analysis of first arrival times in a manner inspired by *Aki et al.* (1977). We show that it is possible to interpret very small time residuals (20 ms) by using a summation procedure. The results are in agreement with those obtained using a conventional tomographic approach. However, our method yield near surface velocity estimates not only underneath the receiver array but also underneath the source array. Our method might become the method of choice whenever the features of interest are in large and uncertain location, or when they are embedded within a complex structure that make other seismic methods non-valid. Our method should prove useful to investigate cavities, waste deposits, to characterise aquifers and to image archeological areas.



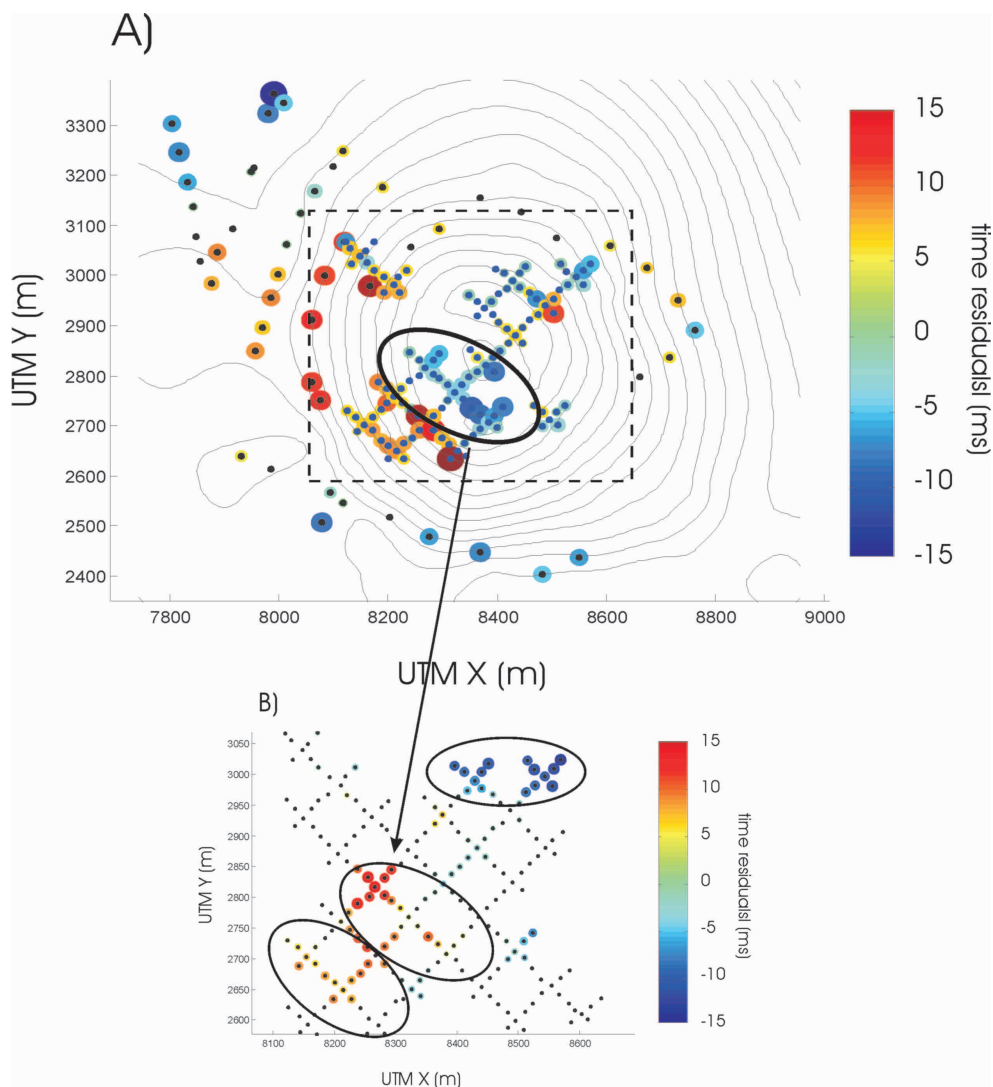


FIG. 5.34 – The corrected time residuals. A, source and receiver corrected time residuals obtained with the time residuals analysis. B, synthetic time residuals calculated as the difference between synthetic first arrival times computed using models that account and do not account for the near surface velocity variations.

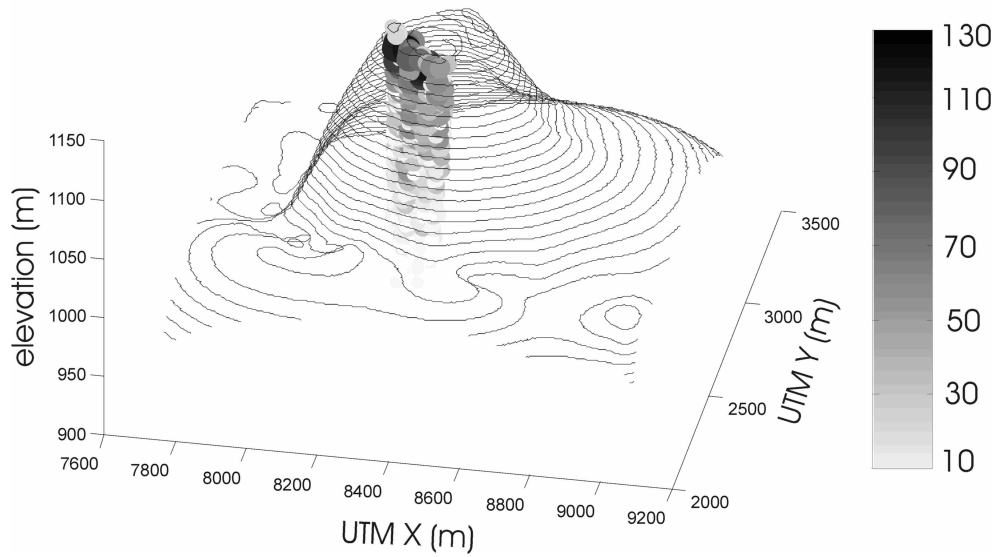


FIG. 5.35 – Vertical extension of the target volume. The gray scale represents the number of rays crossing each model cell in the studied area.

## 5.8 Inversion tomographique des temps de première arrivée

Nous avons décrit la procédure d'obtention d'un premier modèle de vitesse et avons développé et appliqué des méthodes d'imagerie du milieu de proche-surface. L'étape suivante de traitement des données consiste donc à effectuer une tomographie des temps d'arrivée dans le but d'imager la structure interne de l'édifice étudié.

Compte tenu du peu de temps qu'il nous restait avant la fin de ma thèse (4 mois), nous avons choisi de développer et appliquer une méthode de reconstruction algébrique facile à mettre en oeuvre (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique, SIRT, voir chapitre 4). Ce type de méthode permet de plus de traiter les équations du problème les unes après les autres évitant ainsi de stocker des matrices trop importantes [*Gilbert* (1972), *Humphreys and Clayton* (1988), *Trampert and Leveque* (1990)]. Notre modèle de vitesse est effectivement composé de  $108 * 102 * 37 = 407\,592$  éléments (les éléments sont espacés de 12 m entre eux) et nous avons 3 600 temps à inverser. La matrice du modèle dans une inversion de type moindres carrés (LSQR) serait ainsi de taille égale à  $407\,592 * 3600 = 1\,467 * 10^6$  éléments et donc difficile à manipuler.

Nous décrivons l'application de la méthode SIRT à l'inversion des données obtenues sur le Puy des Goules. Nous présentons dans un premier temps les résultats principaux sous forme d'article scientifique et détaillons ensuite les différentes étapes de l'inversion.

## 5.9 High resolution seismic tomography of a Strombolian volcanic cone

Florent BRENGUIER, Olivier COUTANT, Hugues BAUDON and Fabrice DORE

*En préparation*

LGIT - BP 53 - 38041 Grenoble Cedex 9, France

email : florent.brenguier@ujf-grenoble.fr

### Abstract

This paper presents the results of the active seismic high resolution imaging of a Strombolian volcanic edifice. Our approach lies on the use of dense arrays of seismic sensors and active sources in order to increase the imaging resolution. We develop and apply a novel first arrival time estimation procedure based on joint absolute and relative arrival times measurements. We then propose two complementary methods to image the near surface velocities underneath each sensors and sources. We finally use a SIRT tomographic method complemented by a Fresnel volume approach in order to limit the computation cost. We successfully apply our methodology to real data obtained on a non-active Strombolian volcanic cone 900 m wide and 200 m high, located in central France. We systematically consider the sources of errors and biases possibly affecting the final results. We find two decametric high velocity anomalies located at 230 m deep from the top of the cone. We interpret these anomalies as former feeder conduits composed of trachytic high velocity volcanic rock. More generally, our approach shows efficiency to image complex structures with strong topographies and velocity variations at a sub-kilometric scale with a decametric spatial resolution.

**Keywords :** 3-D seismic imaging, near-surface, high resolution, tomography, volcanic hazard.

### 5.9.1 Introduction

Seismic monitoring and modelling of active volcanoes dynamic is an active field of research for the prediction of volcanic eruptions. In a manner equivalent to earthquake analysis, *Fehler et al.* (1988) report temporal changes in coda wave attenuation before and after the eruption of Mount St. Helens in 1981. Focusing on a basaltic island volcano, namely Piton de la fournaise, *Aki and Ferrazzini* (2000) quantitatively study long-period events for the purpose of predicting the magma transport in real time. *Saccorrotti et al.* (2003) study tremor wavefields at the Kilauea volcano. The inversion of surface waves dispersion curves yield strong Rayleigh wave lateral velocity variations associated to a caldera. Seismic tomographies using regional earthquakes or active sources lead to characterize the plumbing system of major volcanoes [*Nercessian et al.* (1984), *Laigle et al.* (2000), *Zollo et al.* (2002), *Auger et al.* (2003)].

As inferred by observations, pyroclastic flows and flank collapses are extremely hazardous volcanic phenomena [*Swanson and Kienle* (1988), *Cioni et al.* (2003)]. The preferred direction of failure can be related to the stress generated by the magma ascent but also by inner edifice weakness zones characterized by denser network of magma veins or hydrothermal alteration [*Decker and Decker* (1981)]. Imaging deca to hectometric geological objects such as shallow magma bodies, dykes, feeder conduits or water tables is thus of primary importance for the prediction and characterization of volcanic eruptions.

The recently developed seismic network *Imagerie Haute Résolution* (IHR) is composed of 210 seismic sensors and each seismic signal is transmitted by radio system to a central control board. This network is thus adapted to active seismic experiments in areas with complex topographies. In volcanic areas, the seismic first arrival energy strongly decreases with source receiver distance because of strong intrinsic attenuation and scattering effects [*Wegler and Lühr* (2001)]. Seismic imaging methods must then account for poor signal to noise ratio, complicated topographies and strong velocity variations. We propose a novel high resolution active seismic tomographic methodology to image strongly heterogeneous structures. Our approach is based on the deployment of dense arrays of active sources and sensors and on the minimisation of noise effects.

We first estimate accurate first arrival times by an adaptative stacking technique. We then focus on the imaging of near surface velocity variations. We propose two complementary methods. The first one is based on a seismic refraction type analysis using the Iterative Datuming Procedure (IDP) described by *Brenquier and Coutant* (2005) and shots located within the seismic network. In our second approach, we analyse the time residuals between observed and calculated travel times in a manner inspired by *Aki et al.* (1977) for shots

located far from the network. Finally, we account for the near surface velocity variations induced by the *weathered layer* and perform a general SIRT tomography complemented by a fat ray approach [Watanabe *et al.* (1990), Husen and Kissling (2000), Baig *et al.* (2003)].

We successfully apply our methodology to real data obtained on a non active Strombolian type volcanic cone located in central France during an active seismic experiment involving 210 seismic sensors and 902 sources. We find 100 % of near surface velocity variations. The tomographic results show clear evidence of decametric high velocity zones at the base of the cone. They are interpreted as former magma conduits and lava flows embedded within low density volcanic deposits.

### 5.9.2 Methodology

Our imaging approach lies on the deployment of dense arrays of seismic sensors and active sources. The sensors are regularly spaced on a 3D pattern and their positions as well as the time of the seismic signals are accurately known. Moreover, in order to increase resolution, the sources are controlled, accurately located and timed (Vibroseis, dynamite shots).

#### First arrival time measurement

First arrival seismic phase picking is a highly user-dependent processing step and requires high signal to noise ratio (30 dB). More robust arrival time measurements are obtained by estimating time-shifts between spatially coherent waveforms. Gangi and Fairborn (1968) were among the first to develop and apply adaptative stacking techniques to estimate relative traveltimes. The first arrivals are iteratively aligned using cross-correlations with a reference stacked trace. Alternatively, Rawlinson and Kennet (2004) propose to align traces by direct minimization of an  $L_3$  measure of trace misfit. In a different manner, VanDecar and Crosson (1990) propose a method based on cross-correlations and least squares optimisation to estimate relative phase arrival times between each pair of traces. More recently, Chevrot (2002), inverts for an optimal waveform and its associated time delay with respect to each trace by simulated annealing. In general, methods based on the search for the maximum of cross-correlation functions tend to increase the signal to noise ratio because they involve stacking operations.

Consider an array of sensors and vibrating active sources. The pre-processed data set is a gather of seismic traces for which the source signal is a Klauder zero phase, non-causal wavelet. The first arrival travel times are obtained by picking the absolute maxima of

the first arrival wavelets. As mentioned previously, picking first arrivals is a highly user-dependent processing step and requires high signal to noise ratio. More robust arrival time measurements are obtained by using cross-correlation techniques. We thus define our own strategy to measure absolute first arrival times.

At first step, we select for each trace a time window containing the first arrival. We cross-correlate the highest signal to noise ratio trace with all the others. We perform a search for the maximum of the cross-correlation functions between adjacent traces in order to obtain time shifts and use them to align the traces. Then, the traces are stacked to obtain a reference trace which signal to noise ratio is increased. Finally, we cross-correlate this summed trace with each trace in order to estimate accurate time shifts. The absolute arrival times for each trace are obtained by picking the reference trace first arrival time and using the estimated time-shifts. This method increases the accuracy on first arrival time estimates by stacking and cross-correlation operations.

This approach may include a small bias because first arrival time picking and cross-correlation measurement do not correspond to the same traveltime measurement. The first arrival time picking is theoretically a measurement of the infinite frequency component traveltime whereas the cross-correlation measurement corresponds to the finite frequency first arrival traveltime. The difference between both measurements are related to diffractions of the finite frequency first arrival.

### **Near surface seismic imaging**

It is well known that the near surface is characterized by strong seismic velocity variations. These velocity anomalies can significantly delay the first arrival seismic P waves. These time delays can be of the order of those associated to propagation through the deeper target structure. It is thus of primary importance to image these velocity variations in order to build a near surface accurate model for tomography. We use two different approaches to estimate the near surface velocity variations.

The first one relies on the inversion of the short-offset first arrival times and is adapted to topographically complicated areas with strong subsurface velocity variations. We invert the first arrival times iteratively with increasing offsets and ray depths. At each step, we downward continue the selected shot records from the topography to a 3D datum surface using the previously estimated velocities above the datum surface. We then estimate the sub-datum velocities by simple inversion of the datumed first arrival times. At the end of the procedure, the velocity model consists of virtual velocity layers with increasing depths bounded by 3D datum surfaces. According to velocity contrasts, accurate error

estimates and geological relevancy, each datum surface can possibly be interpreted as a seismic interface [Brenquier and Coutant (2005)].

The second approach is based on first arrival time analysis using seismic array data and active sources. We select the far-offset data and, for each receiver separately, we stack the time residuals calculated as the difference between observed first arrival times and computed first arrival times using a Podvin-Lecomte algorithm and a velocity macro-model. The results are time residuals values associated to the propagation through velocity anomalies located underneath each receiver and source. This approach might become the method of choice whenever the features of interest are in large and uncertain location, or when they are embedded within a complex structure that make other seismic methods non-valid [Brenquier et al. (2005)].

### Inversion method

Our objective was to develop and apply an efficient method to invert large matrices ( $1 \times 10^6$  elements) with a reasonable computation cost (few hours). We naturally selected the algebraic reconstruction techniques and more specifically the Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT). The SIRT technique has been proposed by Gilbert (1972) and applied to the medical field and later to seismology [Humphreys and Clayton (1988), Trampert and Leveque (1990)]. The SIRT formulation can be written in the form,

$$s_e = \frac{1}{N_e} \sum_{r=1}^{N_e} t_r / l_r . \quad (5.11)$$

The index  $e$  is associated to a model element and the index  $r$  is associated to a ray.  $N_e$  is the number of rays that cross a given model element. The slowness perturbation  $s_e$  associated to a given model element is thus the average over all the rays that cross this model element, of the time residuals normalized by each ray length (equation 5.11). The velocity perturbation  $\frac{dV_e}{V_e}$  for one model element can thus be written :

$$\frac{dV_e}{V_e} = -V_e s_e \quad (5.12)$$

We use a damped version of this method. At each iteration, we multiply the velocity perturbations,  $dV$  by a constant factor lower than 1. This procedure allows to satisfy the linearity assumption of any tomographic inversion and to increase the inversion robustness.

At this step, we consider that the first arrival seismic phase propagates from a source to a receiver along a infinitely narrow ray defined by the resolution of the eikonal equation (fastest way to reach the receiver). This theory is valid for infinite frequencies but in



reality, the band limitation of waves implies that their propagation is extended to a finite volume of space around the ray [Cerveny and Soares (1992), Spetzler and Snieder (2004)]. Recent works study the ray theory validity in complex media [Baig *et al.* (2003), Yang and Hung (2005)]. These studies show that the ray theory in complex models is valid if the velocity anomalies are larger than half the Fresnel volume width. The use of ray theory for inversion thus constrain the spatial resolution of the reconstructed velocity anomalies. During inversion, we must thus limit the smallest size of the reconstructed anomalies in order to insure that the calculated travel times are valid. We use the *Fat Ray Tomography* approach and distribute the relative time residual  $\mathbf{t}_r^{rel} = t_r/l_r$  not only along a ray but along a Fresnel volume [Watanabe *et al.* (1990), Husen and Kissling (2000)]. This approach thus yield velocity anomalies wider than half the Fresnel volume and has the advantage to increase the final model inversion resolution and the inversion robustness.

Unlike Bayesian inverse methods, Generalized inverse or gradient type methods, algebraic reconstruction methods do not yield a simple estimate of the resolution matrix or a posteriori covariance matrix for the parameters. The validity of the solution is checked by three different ways. We can first partly estimate the final model resolution by an analysis of the Ray Coverage (RC) of each model cell. The RC is the number of data that contribute to invert the final velocity values. The second method is used to estimate the spatial resolution of our inversion procedure. This resolution depends on the ray distribution used for the inversion. We apply a method similar to the checkboard procedure, but we limit our test to the area of interest where the major anomalies are found (spike test). In the third test, we check the validity of the ray approximation used to compute the travel times. We build a model that comprises a velocity perturbation with a size equivalent to the size of the reconstructed anomalies. We then compare the travel times calculated with a full wavefield spectral element modelling method and those calculated using ray theory.

We use a Podvin-Lecomte first arrival time modelling program [Podvin and Lecomte (1991)] complemented by a gradient based ray tracing procedure [Latorre *et al.* (2004), Monteiller *et al.* (2005)]. The Podvin-Lecomte method is based on the propagation of independent wavefronts and a search, on each node, for the minimum travel time. It is well adapted to our problem as it allows to accurately simulate refracted waves travel times.

### 5.9.3 A case study

Our work is closely related to the development of a new generation of seismological stations funded by the French Ministry of Research in 2001 and 2002. An objective of this instrumental improvement is to better assess volcanic hazard on active volcanoes such as

the *Soufrière of Guadeloupe* volcano in the Lesser Antilles. As a test study, we focus on a Strombolian type volcano part of the *Chaîne des Puys* volcanic chain located in central France (see figure n° 5.36). It erupted about 30 000 years ago. The volcano's shape is almost perfectly conical with an average slope of 30 %. Its internal structure is expected to be heterogeneous. Its growth may have consisted of different kind of successive activity : ash sprinkling probably alternated with lava flows [Goër (2001)]. We expect to find strong velocity contrasts between volcanic cinders (2000 m/s measured in the vicinity) and intrusive magmatic rocks (5000 m/s measured in laboratory).

### Survey configuration and first arrival time measurements

The survey took place in November 2004 and lasted for 1 month. 210 seismic sensors were deployed as 30 clusters of 7 sensors each (in red on figure n° 5.36). We also set a line of 48 geophones. The sensors were distributed on a 3D pattern and spaced 20 m apart (figure 5.36, B). The 3D pattern was previously defined using ray tracing (Norsar3D). It was defined in order to optimise the ray coverage of a high velocity target located at the centre of the cone. We recorded continuously during two weeks seismic signal generated by active sources as well as ambient noise. The seismic sources (vibrator or dynamite shots) (in black on figure n° 5.36) were homogeneously distributed around and within the receiver network. We measured the source and sensor positions by differential GPS with an error of approximately 4 m. The vibrating source function was a linear sweep with frequencies ranging from 10 to 110 Hz. The Vibroseis sources were operated by night in order to increase the signal to noise ratio. The dynamite sources (1 kg) were buried at 2 m depth and shot 4 together in order to increase the emitted seismic energy. A shot gather is presented on figure 5.37 in order to give a visual estimate of the noise level.

We measured more than 5000 absolute arrival times using the strategy described above. Finally, we selected more than 3000 first arrival times associated to the best signal to noise (S/N) ratio traces (30 dB). The first arrival time measurement error is approximately 5 ms. We present a seismic trace with a S/N ratio of 30 dB on figure 5.38 and illustrate how a decrease of 10 dB of the S/N ratio, due to an increase of the seismic noise during the day, can significantly deteriorate the picking accuracy.

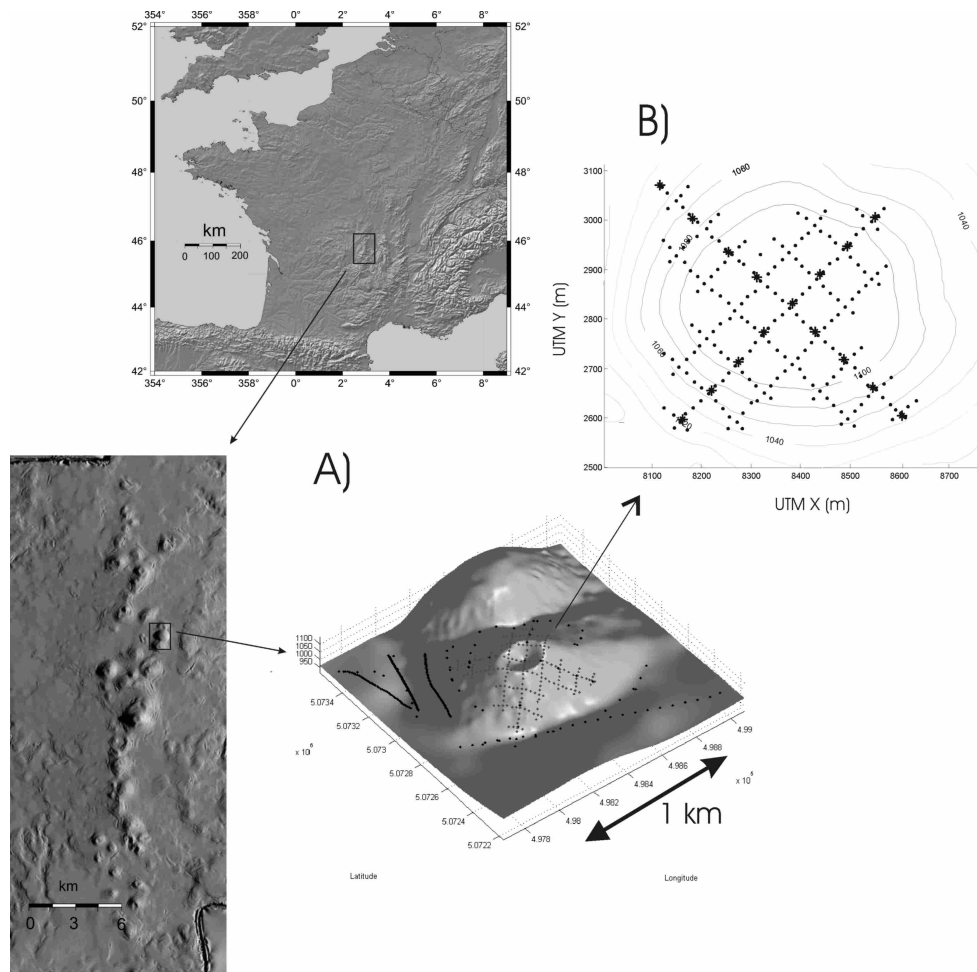


FIG. 5.36 – The Strombolian type volcano studied and the field survey geometry. 210 seismic sensors were deployed (in red). The black dots represent the 900 source points (vibrator and dynamite shots).

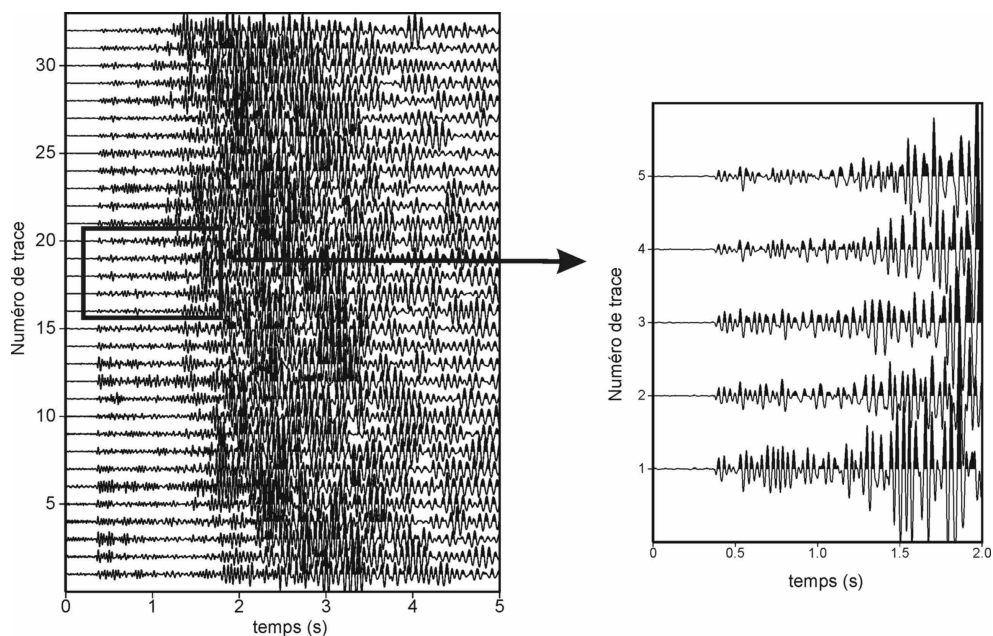


FIG. 5.37 – A seismic profile obtained on the *Puy des Goules* volcano. The source, a vibrator was operating at night. the distance between the source and the closest receiver is 900 m (trace n°32).

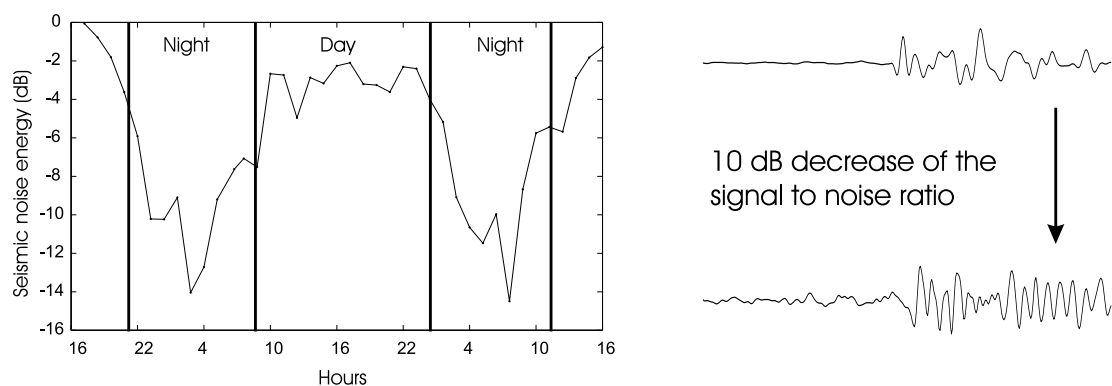


FIG. 5.38 – Seismic noise energy during day and night (dB) and signal quality alteration by a S/N ratio decrease of 10 dB.

### Near surface imaging

We apply the two near surface imaging methods described previously. The Iterative Datuming Procedure yields absolute velocity values below the sensor array and the Time Residuals Analysis yields time anomalies associated to velocity anomalies below each source and sensor. The joint analysis of both results yield absolute near surface velocity values below each source and sensor [Brenquier *et al.* (2005)]. We present the near surface velocities on figure 5.39. The near surface velocities vary from 350 m/s to 700 m/s. We notice a low velocity zone located at the West flank of the cone probably associated to a highly weathered layer. The high velocity zone at the center of the cone is likely to be linked with the settling of the volcanic deposits that obturated the vent. We also propose, in agreement with geological observations, that the high velocities located at the North-Eastern part of the flank are associated to trachytic projections of the neighboring trachytic dome (Grand Sarcouy).

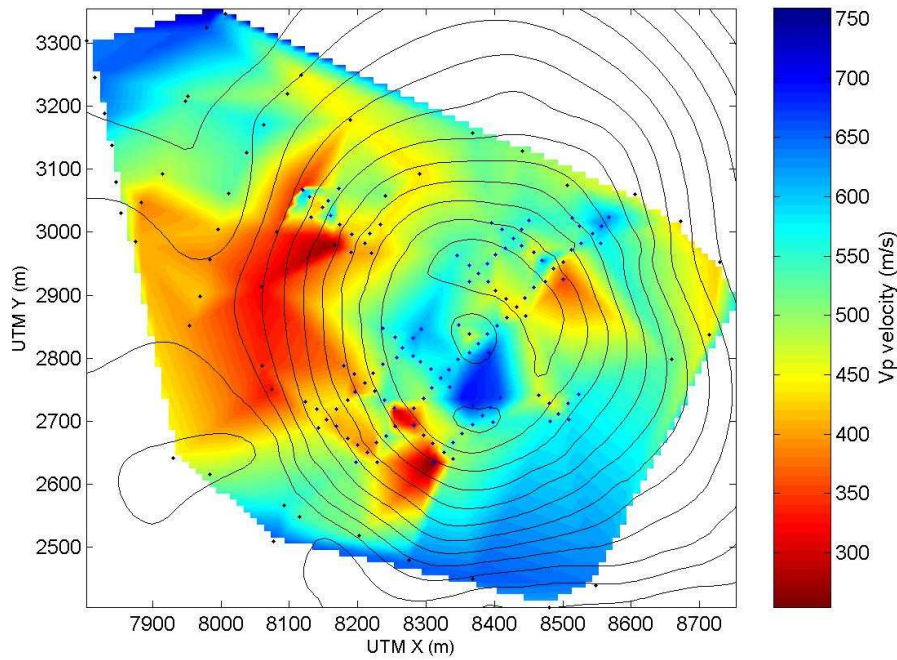


FIG. 5.39 – Near surface P wave velocities. The points indicate the source and receiver positions

### 3D tomography

We build a 3D initial velocity model that accounts for the weathered layer velocity variations estimated previously. The dimensions of the model are  $108 \times 102 \times 37$  (407592 elements) and the grid size is 12 m in the three directions. We invert the time residuals iteratively using the SIRT method and define the Fresnel volumes using a frequency of 30 Hz. We choose 30 Hz as the approximate highest frequency of the recorded seismic first arrivals.

In agreement with geological studies, we consider that the basement lateral velocity variations remain smaller than 10 %. We also consider that the basement topography is flat. The SIRT method does not allow to define an a priori covariance matrix on the parameters. We thus proceed by not inverting the basement velocities. This is equivalent to assign a zero covariance to the basement parameters. These assumptions probably yield errors on the calculated travel time estimates. We however consider that these errors are similar to the observed travel time estimates errors.

After 30 iterations, the root mean square of the travel time residuals decreases from 30 to 10 ms (figure 5.40). We plot the 3D final P-wave velocity model on figure 5.41 and a horizontal slice of this model, 40 m above the substratum on figure 5.42 . We clearly identify two decametric high velocity anomalies characterized by a mean P wave velocity of 4500 m/s. These anomalies can be interpreted as intrusive magmatic rocks such as feeder conduits or dykes.

Unlike Bayesian inverse methods, Generalized inverse or gradient type methods, algebraic reconstruction methods do not yield a simple estimate of the resolution matrix or a posteriori covariance matrix for the parameters. The validity of the solution is checked by three different ways :

First, we compute the ray coverage (RC) for each cell, that is the number of data that contribute to invert the final velocity values. Figure 5.42 shows a slice of this RC value at a depth of 40 m above the bedrock. More than 100 rays contribute to obtain the two major anomalies.

The second method is used to estimate the spatial resolution of our inversion procedure. This resolution depends on the ray distribution used for the inversion. We apply a method similar to the checkboard procedure, but we limit our test to the area of interest where the two major anomalies are found (spike test). We compute synthetic travel times for a velocity model corresponding to our starting model, plus 2 cubic shaped velocity anomalies (4500 m/s). We invert these synthetic data and compare the results to those obtained by real data inversion. We notice that the northern spike is very well reconstructed. This

validates the reconstruction of the northern velocity anomaly. The southern spike is not well reconstructed in amplitude. However, the shape of the reconstructed spike is similar to the shape of the reconstructed velocity anomaly. This confirms the presence of the southern velocity anomaly.

In the third test, we check the validity of the ray approximation used to compute the travel times. We build a model that comprises a velocity perturbation with a size equivalent to the size of the reconstructed anomalies and to the P wavelength ( $\approx 100$  m, figure 5.44). Under these conditions, diffraction is important, as well as wavefront healing [Hung *et al.* (2001)].

Travel times are computed by the ray code and are compared to those obtained using a 2D Spectral Element complete wavefield modelling Method (SEM) [Komatitsch (1997)]. Because it is difficult to compare the finite frequency travel times obtained by SEM to the infinite frequency travel times obtained by our ray code, we compare the difference between the perturbed and unperturbed travel times for the two methods (figure 5.44). The perturbed travel times are calculated in the model with the velocity anomaly and the unperturbed travel times are calculated in the model without the velocity anomaly. We call the difference between perturbed and unperturbed travel times, the synthetic time delays. We show that both modelling methods (SEM and ray theory) yield similar synthetic time delays and thus that the use of ray tracing, in this case, can be considered as valid.

We finally present on figure 5.45 a synthesis of the different imaged velocity anomalies and their geological interpretation. These results are consistent with geological observations reported on a similar neighboring Strombolian edifice (Puy de Lemptégy).

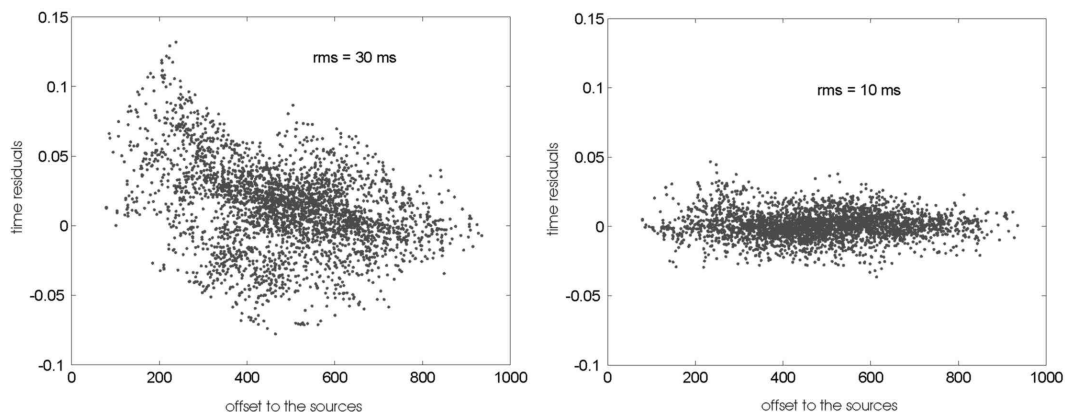


FIG. 5.40 – Travel time residuals. Difference between observed and calculated first arrival times, before inversion (left) and after inversion (right). The root mean square of the residuals is 30 ms before inversion and 10 ms after inversion.

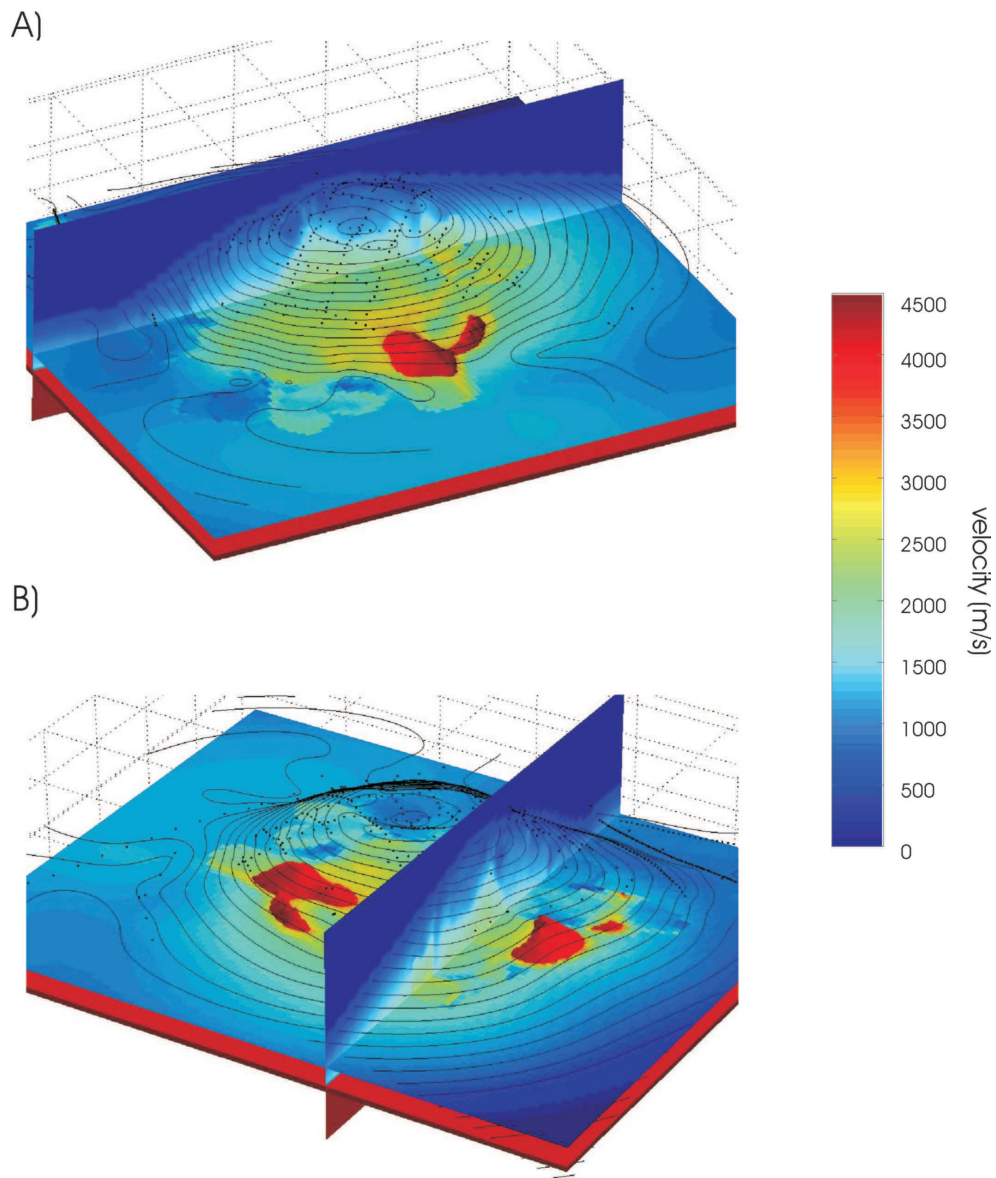


FIG. 5.41 – The 3D final velocity model. A) looking toward SW-NE. B) looking toward NE-SW. The horizontal slice is located 40 m above the basement. The red 3D patches are isovelocity surfaces. The isovelocity value is 3000 m/s.



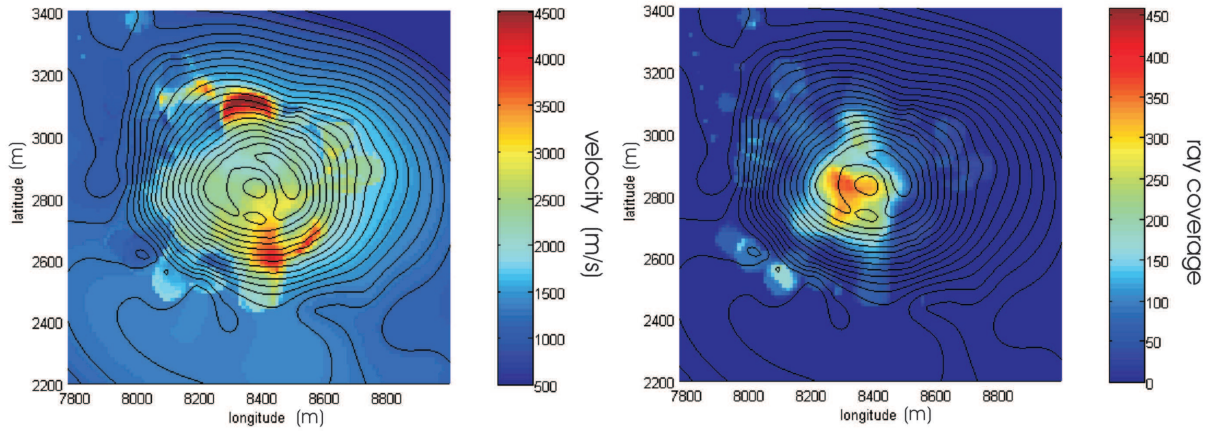


FIG. 5.42 – Final velocity model and ray coverage. Left, velocities 40 m above the basement. Right, ray coverage.

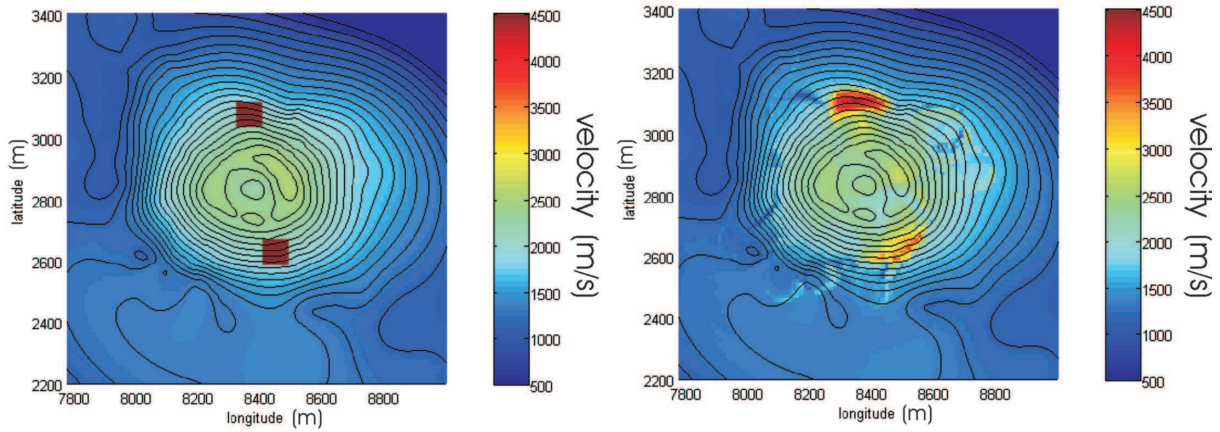


FIG. 5.43 – Spike test. We plot Horizontal slices, 40 m above the basement, of 3D velocity models. Left) initial model. The spikes velocity is 4500 m/s. Right, final model after inversion.

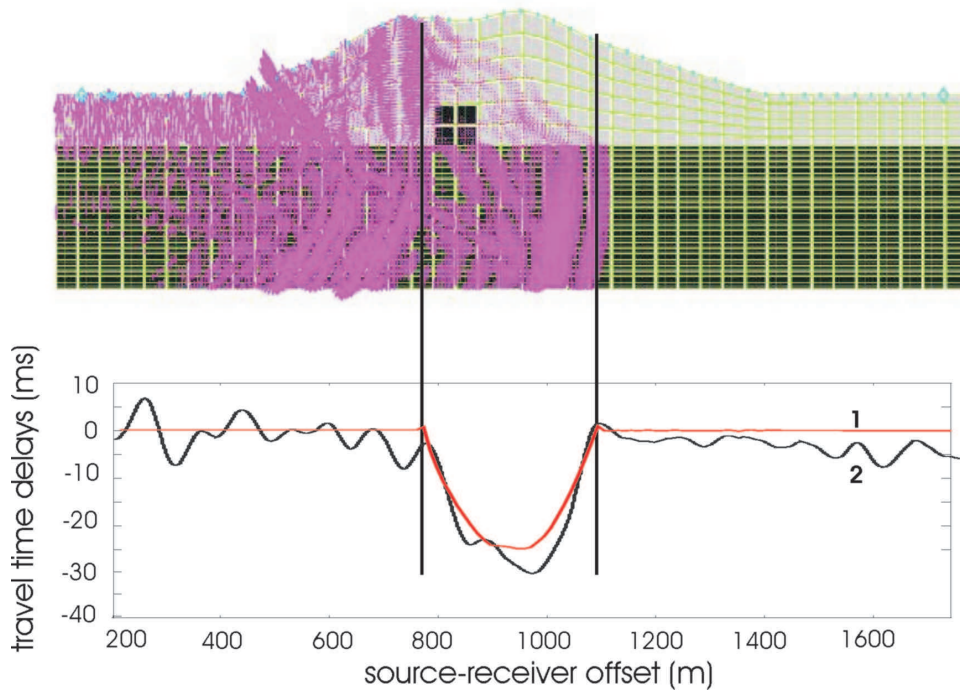


FIG. 5.44 – 2D full waveform modelling and travel time delays. The seismic energy is represented in purple. The seismic source is located at the left of the model and the receivers are deployed, at the surface along a profile. The travel time delays are obtained by computing the difference between travel times obtained in models with and without the spike anomaly. The black curve (2) represents the travel time delays calculated with a spectral element method [Komatitsch (1997)]. The red curve (1) represents the travel time delays calculated using the ray theory (Podvin-Lecomte).

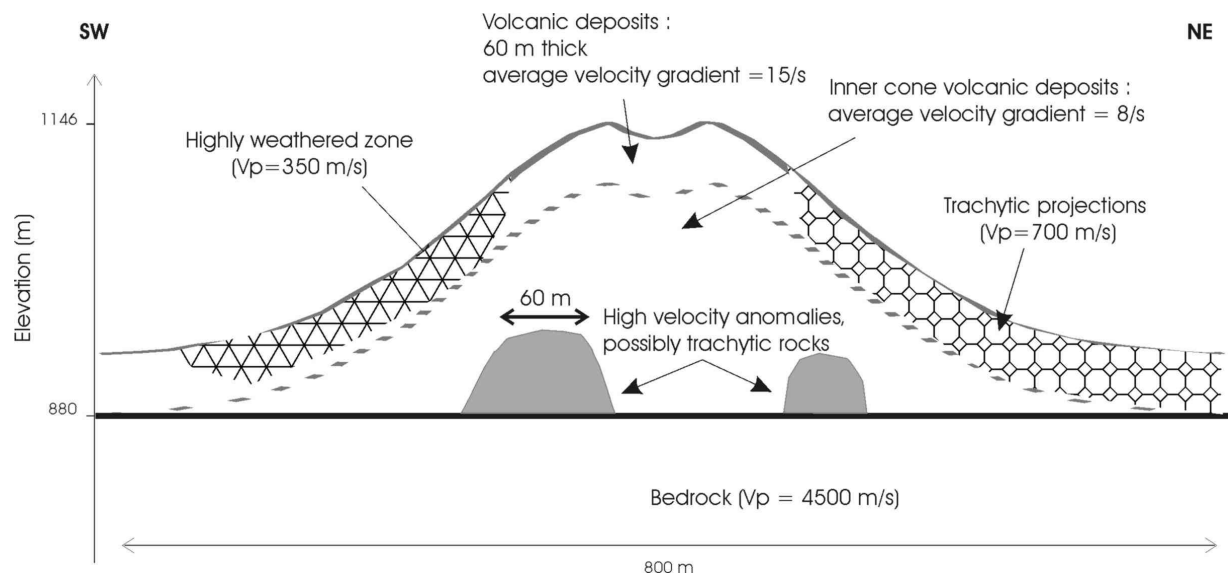


FIG. 5.45 – Seismic interpretation of the *Puy des Goules* Strombolian cone inner structure. The 3D geological structures are projected on a N-S 2D profile.

### 5.9.4 Discussion and Conclusions

This work describes the imaging of a complex volcanic edifice using active seismology. We image the inner structure of a Strombolian cone located in central France with a decametric resolution. We use dense arrays of sources and sensors and systematically consider the sources of errors and biases possibly affecting the final tomographic results.

A pre-step of survey planning is necessary to optimise the acquisition geometry in order to image a specific target. We emphasize that high resolution tomographic imaging requires very high signal to noise ratio data (30 dB). The best quality data are acquired at night with sufficient powerful seismic sources and for buried sensors. The first arrival time measurements accuracy can be increased by cross-correlations techniques that increase the signal to noise ratio. We measured 3600 first arrival times with an accuracy of less than 5 ms. We develop and apply a methodology to image the near surface velocities underneath each receiver and source. The time delays associated to the propagation of the first arrivals through the near surface velocity anomalies are on the order of 10 ms. Moreover, the time delays associated to the propagation of the first arrivals through the target volumes are on the order of 30 ms. We thus take into account the near surface velocity variations in order to image the inner volcanic edifice by a tomographic method. We finally validate our results by resolution tests.

This work is, to our knowledge, among the first to focus on the high resolution imaging of a complex volcanic structure at a sub-kilometric scale. We image the inner volcanic edifice with a decametric spatial resolution. This constitutes a major improvement in the field of geophysical investigation of volcanic structures. The application of our methodology on active volcanoes should prove useful to image crustal faults, feeder conduits and magma and hydraulic veins. The high resolution imaging of volcanic structures will provide useful geometrical informations for modelling the volcanoes dynamics in order to improve the volcanic hazard assessment.

## Acknowledgments

We acknowledge all the people who participated to the project and more specifically, Michel Dietrich (LGIT, Grenoble), Phillipe Labazuy (OPGC, Clermont-Ferrand), Jean Virieux (UNSA, Nice), Jérôme Mars (LIS, Grenoble), Isabelle Lecomte (NORSAR, Oslo) and Emmanuel Chaljub (LGIT, Grenoble).

## 5.10 Détails de l'inversion tomographique

Nous venons de décrire la démarche méthodologique que nous avons suivi et avons présenté les résultats tomographiques principaux. Nous détaillons dans cette partie certaines étapes de l'inversion tomographique qui n'ont pas été abordées dans l'article précédent.

### 5.10.1 Identification de données biaisées

La figure 5.46 illustre les variations de vitesse entre le modèle initial et le modèle final obtenu après 30 itérations pour un jeu de données initial. La décroissance du rms des résidus (temps observés - temps calculés) est présentée figure 5.47. On identifie clairement 3 zones d'anomalie de vitesse sur la figure 5.46, A. La couverture en rais de ces anomalies montre que les 2 premières sont bien reconstruites alors que la troisième ne l'est pas et correspond donc à un artefact (figure 5.46, B). Une analyse de la répartition 3D de ces anomalies montre que les 2 premières sont confinées au centre du cône (figure 5.46, C) alors que la troisième comprend elle-même à 3 anomalies clairement réparties le long des volumes de Fresnel associés à 3 sources particulières. Ces anomalies de vitesse peuvent donc, soit être associées à des vitesses très élevées et irréalistes en surface (plus de 2000 m/s), soit à des erreurs d'estimation des temps de première arrivée, hypothèse plus plausible. Cette erreur peut, soit provenir d'une erreur de pointé systématique soit, plus probablement, d'une erreur de datation des signaux source.

Nous rencontrons très localement des vitesses extrêmement élevées et irréalistes (7000 m/s) au niveau des zones d'anomalie de vitesse 1 et 2. En forçant la valeur de ces vitesses à 5000 m/s, nous avons évalué à 10 ms le délai en temps associé à ces vitesses élevées. Ainsi cet effet pourrait être lié à une erreur d'estimation des temps de première arrivée associés à un ensemble de capteurs voisins.

Dans ces deux cas, les données biaisées peuvent être identifiées et sont éliminées du jeu de données pour les inversions suivantes.

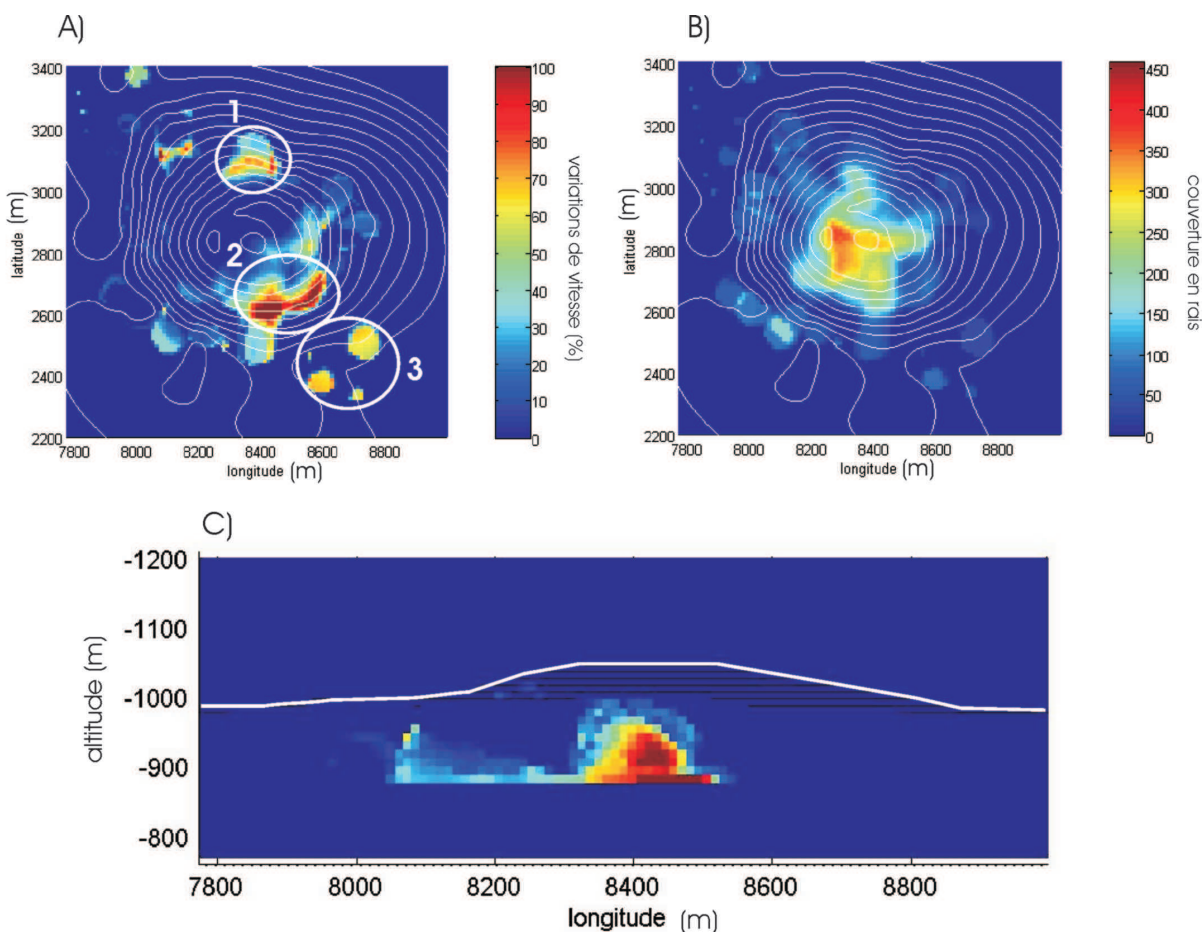


FIG. 5.46 – Exemple d’une erreur d’horloge sur les résultats tomographiques. A) Variations de vitesse du modèle finale par rapport au modèle initial représentées en coupe horizontale, 40 m au-dessus du socle. La zone 3 indique des variations de vitesse probablement associées à des erreurs de datation du signal source. B) Couverture en rais. C) extension verticale de l’anomalie n°2. La base de l’anomalie correspond à la profondeur du socle.

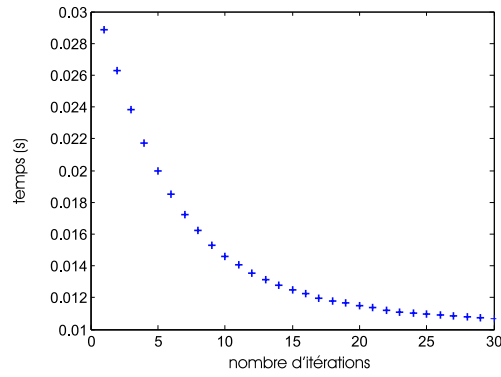


FIG. 5.47 – Décroissance du rms des résidus au cours de l'inversion.

### 5.10.2 Prise en compte des variations des vitesses de proche-surface

Nous avons pris en compte les variations de vitesse de sub-surface dans le but de préciser le modèle initial de vitesse. Pour se faire, nous avons imposé en surface les valeurs de vitesse obtenues avec l'utilisation conjointe des méthodes IDP et d'analyse des délais [Baudon (2005b)]. Nous avons ensuite prolongé le modèle de vitesse vers le bas de manière à ce que les vitesses à 30 m de profondeur soient identiques partout dans le modèle. Au cours de l'inversion, nous ne fixons pas les vitesses dans cette zone de manière à ne pas créer d'interfaces artificielles à 30 m de profondeur.

Nous présentons les effets sur les résultats de l'inversion, de la prise en compte des variations des vitesses de proche-surface. Nous comparons les résultats de l'inversion dans deux cas. Dans le premier cas le modèle initial de l'inversion ne prend pas en compte les variations des vitesses de proche-surface. Dans le deuxième cas, le modèle initial prend en compte ces variations de vitesses comme décrit précédemment. Les modèles finaux sont présentés figure 5.48. La comparaison des 2 modèles montre que la prise en compte des variations des vitesses de proche-surface a pour effet de modifier de plus de 1500 m/s l'amplitude de l'anomalie de vitesse située au nord du cône. Nous montrons donc que la prise en compte des variations des vitesses de proche-surface change de manière importante le résultat final et est ainsi nécessaire afin d'estimer correctement la vitesse des anomalies imagées. Nous trouvons que la vitesse de cette anomalie, obtenue en prenant en compte les variations de vitesse de proche-surface, est égale à 4500 m/s. Cette vitesse sismique est de plus égale à celle, mesurée en laboratoire, d'un échantillon de roche trachytique. Nous interprétons donc cette anomalie comme un objet magmatique refroidi, probablement issu de la phase finale effusive de l'éruption du Puy des Goules.



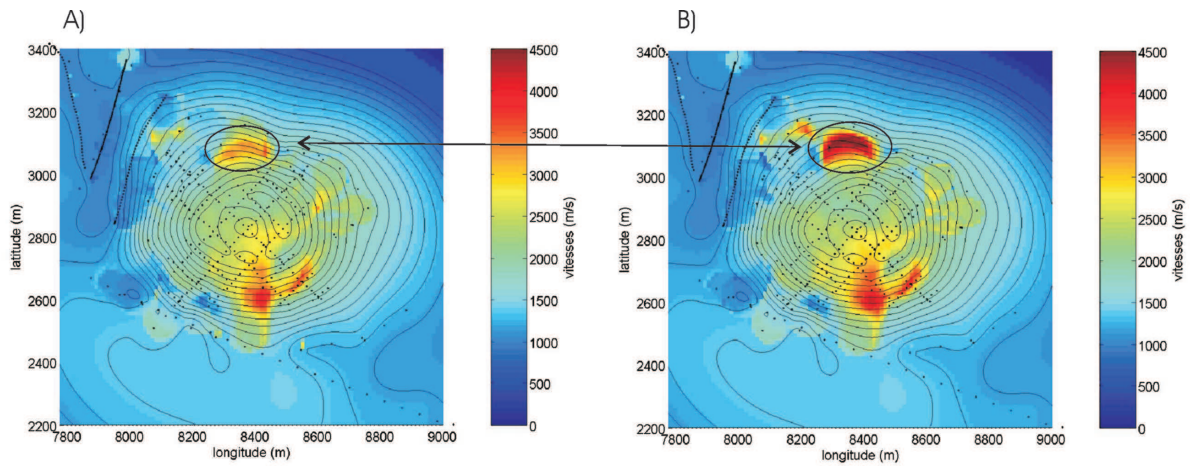


FIG. 5.48 – Effets de la prise en compte des variations des vitesses de proche-surface. Nous présentons les modèles de vitesse finaux de l'inversion tomographique (coupes horizontales, 40 m au-dessus du socle). A) Le modèle de vitesse initial de l'inversion ne prend pas en compte les variations des vitesses de proche-surface. B) Le modèle de vitesse initial de l'inversion prend en compte ces variations.

### 5.10.3 Le problème de l'inversion du socle

Les inversions réalisées en inversant tous les paramètres du modèle, y compris ceux associés au socle, montrent que, premièrement les anomalies de vitesse au-dessus du socle sont mal reconstruites (figure 5.49, A) et, deuxièmement que les perturbations de vitesse sont confinées dans le socle et que les variations locales de vitesse dans le socle dépassent 100 % (figure 5.49, B).

L'inversion des vitesses dans la zone où les ondes sont réfractées pose effectivement un problème illustré par un exemple de volume de Fresnel présenté figure 5.50. Les fortes vitesses du socle induisent un volume de Fresnel important. Par ailleurs, les distances de propagation importantes dans le socle impliquent que cette partie du volume traversée par les ondes est importante par rapport au volume traversé par les ondes au sein du cône à imager.

Pour ces deux raisons et à cause de la méthode utilisée, une partie très importante des délais de temps de propagation tendra à être expliquée par des variations de vitesses localisées principalement dans le socle où la couverture des rais est maximum. Ce problème est inhérent à la configuration géométrique de notre inversion basée sur l'inversion des temps de propagation du premier front d'onde. Une alternative serait évidemment d'utiliser les phases réfléchies.



Cependant, la géologie nous permet ici d'apporter des contraintes relativement fortes sur la structure du socle métamorphique dont les affleurements sont visibles à l'ouest et à l'est du Puy des Goules. Il est très fortement improbable que ce socle puisse avoir des variations latérales de vitesses de plus de quelques %, voire 10 % autour de la vitesse moyenne mesurée ( $4500 \text{ m/s} \pm 500 \text{ m/s}$ ). Bien nous ayons mesuré une légère pente du socle égale à  $1.7^\circ$ , nous considérons de plus que le socle ne présente pas de fortes variations topographiques.

La méthode de reconstruction algébrique utilisée ne permet pas simplement de pondérer spatialement l'ajustement des paramètres, comme par exemple la matrice de covariance a priori sur les paramètres le permet dans une inversion de type bayésienne (Tarantola-Valette). Nous pouvons par contre aisément fixer certaines parties du modèle ce qui revient à leur assigner une covariance nulle. C'est ce que nous avons décidé de faire en limitant l'inversion à la détermination des vitesses au-dessus du socle.

Une estimation de l'erreur sur les temps de propagation est possible. Si l'on suppose que le socle peut présenter une variation de vitesse de 10 % sur 500 m de propagation horizontal, cela induit une différence de temps de propagation de  $\Delta T = 500/4500 - 500/5000 = 11 \text{ ms}$ . Cette valeur est de l'ordre de grandeur des incertitudes sur les données.

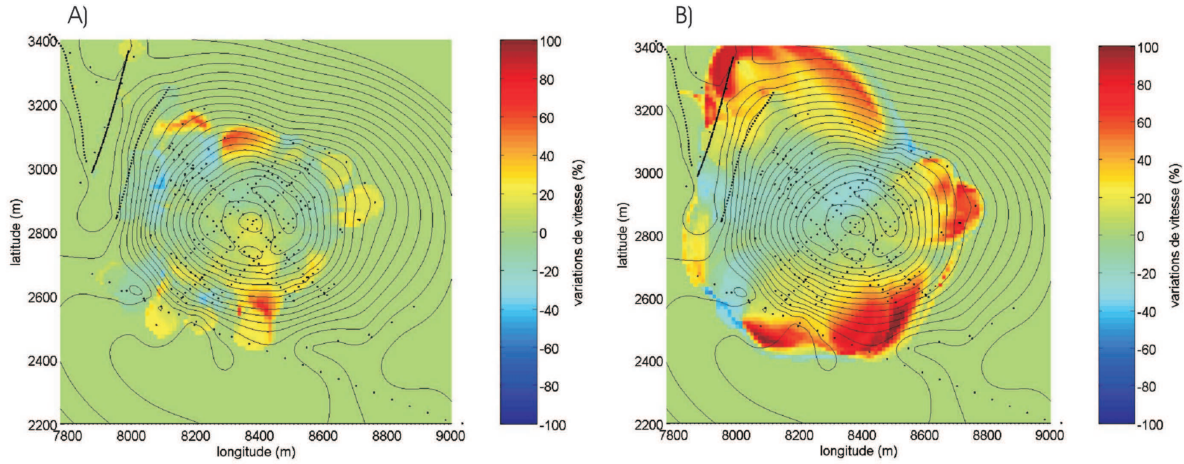


FIG. 5.49 – Inversion de tous le modèle de vitesse. Nous représentons les variations de vitesse du modèle final de l'inversion par rapport au modèle initial. A) coupe horizontale à 40 m au-dessus du socle. B) coupe horizontale à 10 m sous le socle.

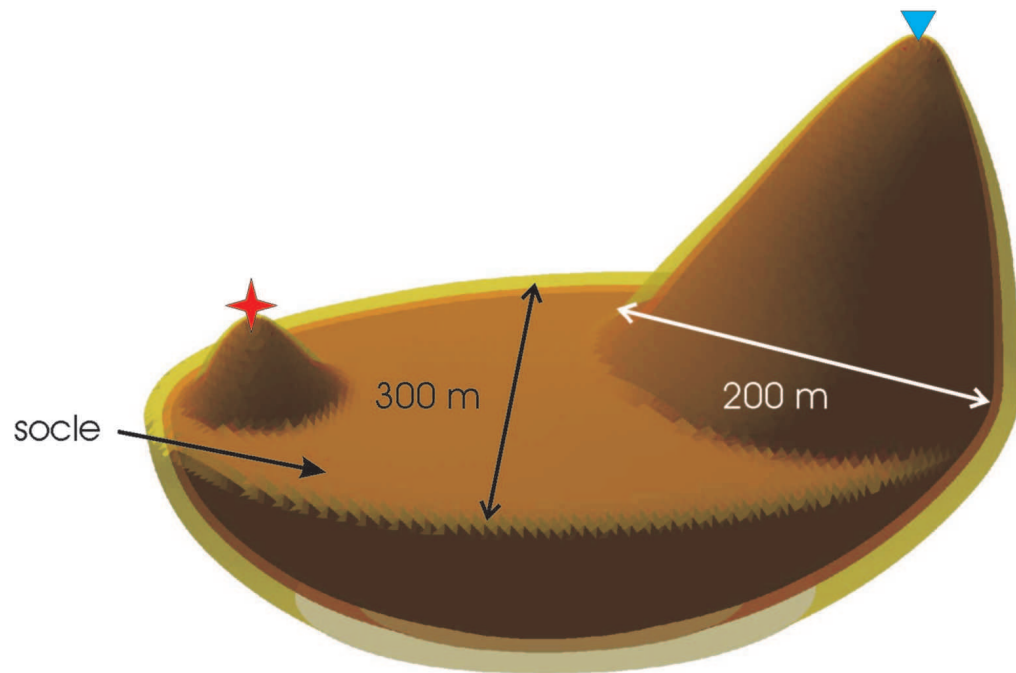


FIG. 5.50 – Volume de Fresnel. L'étoile et le triangle représentent respectivement une source et un capteur. Cette figure illustre l'étendu du volume de Fresnel dans le milieu à vitesse élevée (socle).

#### 5.10.4 Estimation a posteriori de l'effet des erreurs sur le résultat final

Pour estimer a posteriori l'effet des erreurs sur le résultat tomographique final, nous perturbons les temps de première arrivée et inversons le jeu de données perturbé. L'ordre de grandeur de la perturbation de temps d'arrivée est égal à l'ordre de grandeur des erreurs sur l'estimation des temps de propagation. Nous perturbons donc les temps d'arrivée de manière aléatoire entre -10 et +10 ms. La figure 5.51 illustre la différence entre les modèles finaux obtenus avec et sans perturbations des temps d'arrivée. La coupe horizontale représentée est située à 40 m au-dessus du socle. On remarque que les perturbations en temps entraînent des perturbations de vitesse comprises, à l'exception de cas isolés, entre -300 à +300 m/s. Cet ordre de grandeur est bien plus faible que l'ordre de grandeur des perturbations de vitesse imagées (jusqu'à 2000 m/s de perturbation). Les biais du modèle de vitesse final introduits par les erreurs sur les données sont donc négligeables dans le cas où les erreurs sur les données peuvent être considérées comme réparties de manière aléatoire entre -10 et +10 ms.

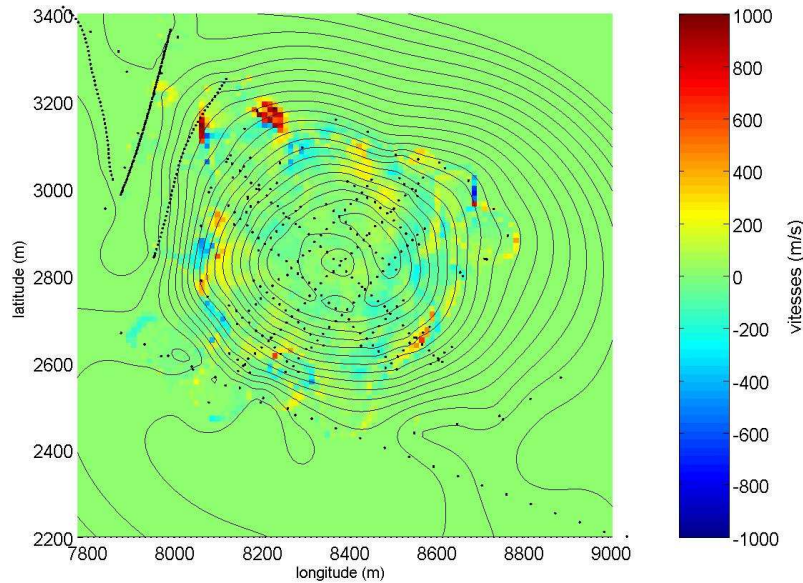


FIG. 5.51 – Vérification de l'effet de l'erreur sur les données. Variations de vitesse à 40 m au-dessus du socle pour 2 modèles finaux obtenus avec et sans perturbations des temps de première arrivée. Les points noirs représentent à la fois les sources et les capteurs.

## 5.11 Conclusions

Nous avons développé au cours de ce chapitre une méthodologie pour l'imagerie de structures complexes. L'édifice volcanique étudié était d'échelle sub-kilométrique et nous avons imagé sa structure interne avec une résolution spatiale décamétrique. Nous décrivons les différentes étapes de cette méthodologie et précisons le lien entre ce travail et la prévention des risques volcaniques.

- Nous avons premièrement mis en évidence l'importance de la modélisation dans le but de préparer une campagne d'imagerie. Le tracé de rais permet d'optimiser la géométrie du dispositif d'acquisition et d'évaluer la précision avec laquelle les temps de première arrivée doivent être estimés.
- Nous avons présenté la campagne d'acquisition des données et avons décrit les différentes sources d'incertitude sur les données.
- Nous avons proposé une méthodologie pour l'estimation d'un premier macro-modèle de vitesse. Cette étape repose sur l'inversion analytique Herglotz-Wiechert et sur une procédure d'optimisation du modèle de vitesse par essais-erreurs.
- Nous nous sommes ensuite spécifiquement focalisés sur le problème de l'imagerie de proche surface et avons développé et appliqué deux méthodes complémentaires et originales pour traiter ce problème.
- Nous avons finalement effectué une inversion tomographique en plusieurs étapes. La première consiste à construire le modèle de vitesse initiale en incluant les variations de vitesse de proche-surface. La deuxième étape consiste à inverser le jeu complet de temps de première arrivée, à identifier des anomalies de vitesse associées à des données biaisées et à éliminer ces données. Les étapes suivantes sont des étapes de validation des résultats. La première consiste à étudier la couverture en rais du modèle final. Cette analyse de résolution préliminaire est complétée par une analyse de spike qui permet de valider la reconstruction d'anomalies de vitesse. L'effet a posteriori des erreurs sur le résultat tomographique final est finalement estimé en perturbant les temps de première arrivée et en inversant le jeu de données perturbé.

Nos résultats tomographiques mettent en évidence deux zones d'anomalie de vitesse élevée situées à la base du cône du Puy des Goules. Ces anomalies sont interprétées comme

étant des conduits d'alimentation du volcan. De manière très inattendue, ces conduits ne sont pas situés à l'aplomb du cratère mais décalés horizontalement de 100 m au sud et au nord du cratère. La mise en place de ces conduits pourrait donc être associée à la phase finale d'éruption de ce volcan. Une première phase de type explosive aurait contribué à la construction du cône par projections de scories. La phase finale, de type effusive, serait donc associée à l'extrusion de laves à travers des failles situées dans le socle. Le refroidissement lent de ces laves serait à l'origine de la présence des ces anomalies de vitesse élevée. Ces 2 anomalies ainsi que l'aplomb du cratère sont de plus alignés dans une direction  $0^\circ\text{N}$ . Cette direction est identique à celle du système de failles normales le long desquelles sont alignés les volcans de la Chaîne des Puys. Nous proposons donc qu'une faille importante, d'orientation  $0^\circ\text{N}$ , soit située, dans le socle, à l'aplomb des 2 anomalies et du cratère.

Cette étude, bien que méthodologique, pourrait permettre de mieux évaluer le risque volcanique associé à l'activité d'un volcan similaire du Puy des Goules. En effet, nous avons identifié une interface sismique à 60 m de profondeur pouvant être associée à la présence d'une coulée de lave refroidie. Cette géométrie implique que la déstabilisation des dépôts volcaniques superficiels situés au-dessus de cette interface pourrait générer un glissement de terrain de grande ampleur comme souvent observé sur le volcan Stromboli. L'imagerie de la structure interne de l'édifice a de plus permis de contraindre la géométrie du système d'alimentation. Cette information est primordiale pour la modélisation de la dynamique d'une éruption et donc pour la prévention des risques volcaniques.

# Chapitre 6

## Imagerie de failles sismogènes pour la prévention du risque sismique

Nous focalisons notre travail sur la faille Nord-Anatolienne. Cette faille décrochante dextre délimite le bloc Anatolien au Nord et s'étend sur plus de 1600 km (figure 6.1). Les récents séismes de Izmit (Août 1999,  $M=7.4$ ) et de Duzce (Novembre 1999,  $M=7.2$ ), proches de la ville d'Istanbul, ont entraîné la perte de plusieurs milliers de vies humaines ainsi que des dégâts considérables. Nous avons mené, en Octobre 2003, une campagne de sismique active à travers la faille Nord-Anatolienne dans une zone proche de l'épicentre du séisme d'Izmit [*Dietrich et al.* (2004)]. Nous présentons dans ce chapitre, les résultats de la caractérisation sismique par plusieurs méthodes (tomographie, sismique réflexion, analyse spectrale) de la zone de faille superficielle. Nous présentons, de même des modélisations 3D d'ondes guidées avec la méthode des Elements Spectraux développée par *Komatitsch* (1997). Ces simulations permettent de caractériser la nature de ces ondes et d'estimer des coefficients d'amplification réalistes associés au piégeage de ces ondes.

Nous présenterons ces résultats sous forme d'article après une introduction sur l'investigation sismique des zones de faille et sur la modélisation des ondes guidées.

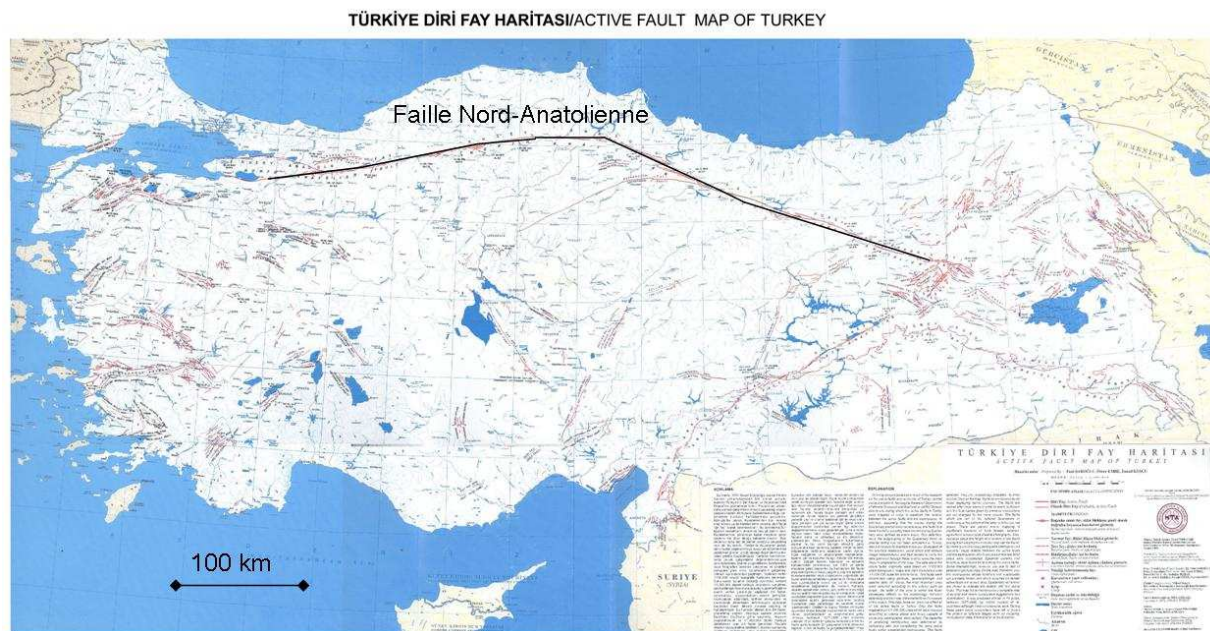


FIG. 6.1 – Carte des failles de Turquie. La faille Nord-Anatolienne délimite le bloc Anatolien au Nord et s'étend sur plus de 1600 km.

## 6.1 Investigation sismique des zones de faille

### 6.1.1 Analyse des premières arrivées

La zone de faille ou gouge est une zone affectée par de multiples ruptures, de la déformation lente et par la circulation de fluides induite par une forte porosité [*O'Connell and Budiansky* (1974), *Mooney and Ginzburg* (1986)]. Des études tomographiques de la faille de San Andrea montrent que la zone de faille est caractérisée par des vitesses sismiques lentes et par une forte atténuation intrinsèque [*Thurber et al.* (1997), *Thurber et al.* (2004)].

Nous présenterons, par la suite, une méthode pour estimer l'atténuation intrinsèque en mesurant la décroissance énergétique des premières arrivées pour des distances source-récepteur croissantes. Afin de compléter la méthodologie permettant d'estimer l'atténuation intrinsèque, nous présenterons une étude de l'atténuation géométrique des ondes P qui prend en compte les champs proche et lointain pour une source vibratoire. Nous présenterons de plus, des observations de chute de la fréquence moyenne et du coefficient de corrélation trace à trace de l'onde P directe à travers la zone de faille Nord-Anatolienne.

### 6.1.2 Analyse des arrivées réfléchies

Les techniques de sismique réflexion haute résolution permettent d'imager des interfaces sismiques en profondeur. Les couches géologiques associées à ces interfaces subissent les déformations associées aux ruptures sismiques et aux déformations lentes. L'imagerie de ces interfaces permet donc, d'une part d'évaluer la géométrie de ces failles (type, orientation, pendage) mais aussi de quantifier leur activité passée (mesure des déplacements) [*Pratt et al.* (1998), *Demagnet et al.* (2001), *Wang* (2002)]. La géométrie ainsi que les propriétés de la zone de faille peuvent être, de même, estimées par analyse des ondes directement réfléchies sur les limites sub-verticales des zones de faille [*Zhu and Snieder* (2003)].

La figure 6.2 met en évidence la réflexion d'ondes de surface à la limite d'une zone de faille. Le profil sismique présenté en A), a été obtenu à travers la faille de la Ty en Guadeloupe (Antilles, France) en utilisant une source explosive et des géophones verticaux 14 Hz [*Brenquier et al.* (2004)]. La faille de la Ty est une faille régionale active et sénestre qui traverse le volcan de la Soufrière [*Feuillet* (2000)]. Cette faille joue donc un rôle primordiale dans l'estimation du risque volcanique et notamment du risque de déstabilisation de flanc. Les ondes réfléchies sont mises en évidence par filtrage F-K en ne conservant que les vecteurs d'onde ( $\mathbf{k}$ ) négatifs (A, bas). La simulation 2D de la propagation d'un champ d'onde sismique complet à travers une zone de vitesse lente permet d'identifier clairement



ces ondes réfléchies (B). La comparaison avec les traces réelles indique que l'on observe principalement des ondes de surface tardives réfléchies à l'interface entre la zone lente et rapide. Les ondes de volume réfléchies ne sont pas observées sur les données réelles. Ceci peut s'expliquer par la forte atténuation de ces ondes induite par une forte anélasticité et hétérogénéité du terrain volcanique.

Finalement, différentes méthodes géophysiques sont utilisées pour la reconnaissance et la caractérisation des zones de faille superficielles. Le géoradar permet, grâce à l'imagerie de réflecteurs peu profonds (1-20 m), d'estimer le taux de déplacement d'une faille active [Tronicke *et al.* (2005)]. De plus, les variations de vitesse sismique ainsi que des variations de résistivité caractéristiques des zones de faille peuvent être estimées à partir de l'analyse des ondes de surface et par des tomographies électriques [Nguyen (2005)].

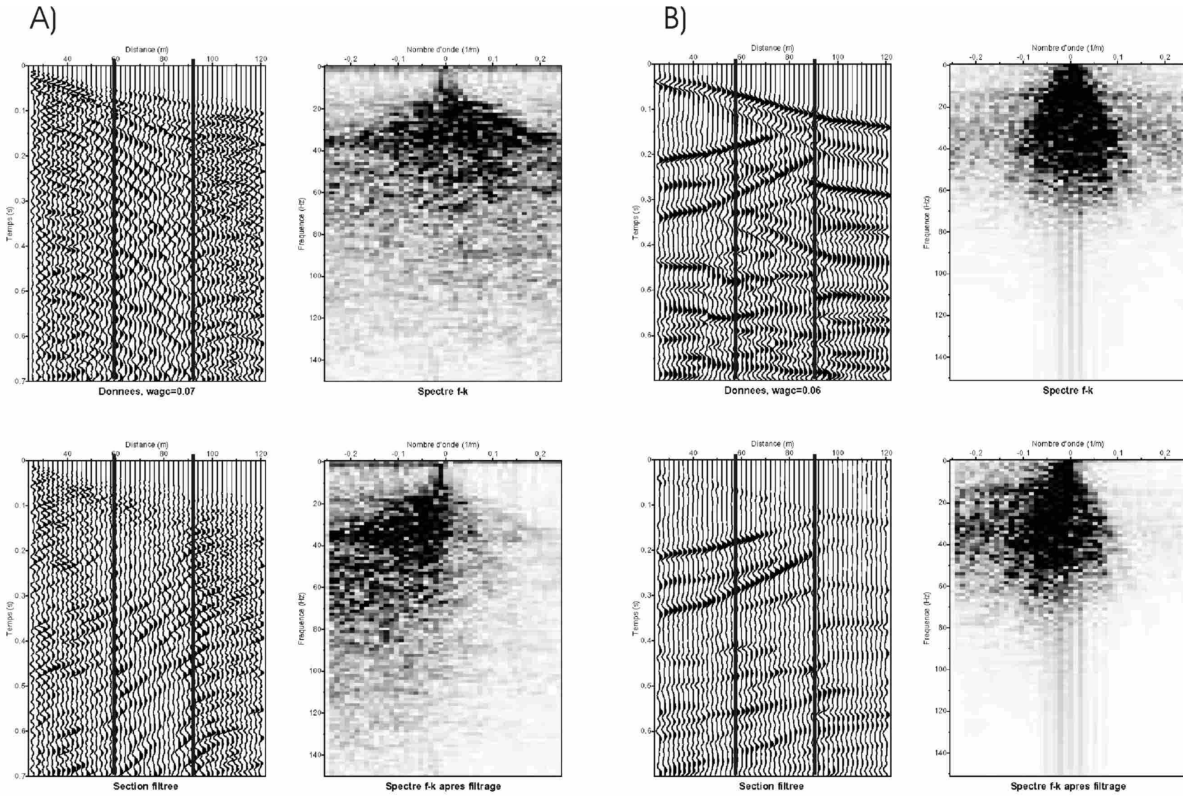


FIG. 6.2 – Mise en évidence d'ondes réfléchies aux frontières d'une zone de faille. A : Traces sismiques obtenues à travers la faille de la Ty (Soufrière de Guadeloupe) avant (haut) et après (bas) filtrage F-K. B : Traces sismiques synthétiques obtenues pour un modèle de couche lente verticale, avant et après filtrage F-K. Les barres verticales indiquent les frontières estimées de la zone de faille. Les traces sismiques incluses dans la zone de faille sont caractérisées par un contenu fréquentiel dominant bas (en comparaison des autres traces sismiques).

## 6.2 Imagerie et ondes guidées

Depuis plus de 10 ans, de nombreux travaux rapportent l'observation d'amplifications anormales des ondes sismique générées par des tremblements de terre ou des sources actives dans le voisinage des failles actives [*Li and Leary* (1990), *Ben-Zion and Aki* (1990)]. Les résultats de nombreuses modélisations de propagation du champ d'onde au sein de ces zones de failles permettent de mettre en évidence la nature de ces amplifications. Elles sont associées au piégeage des ondes dans une couche verticale et à la génération d'une onde guidée de type Love et d'ondes réfractées aux interfaces verticales [*Li et al.* (1997)].

De récentes études numériques permettent d'estimer la sensibilité des ondes guidées à des variations de la géométrie des zones de faille (discontinuités, différentes vitesses) [*Huang et al.* (1995), *Li and Vidale* (1996), *Igel et al.* (1997), *Igel et al.* (2002), *Jahnke et al.* (2002), *Fohrmann et al.* (2004)]. Ces études sont donc utiles pour évaluer la géométrie de zones de faille, typiquement de largeur comprise entre 50 et 300 m et de profondeur comprise entre 2 et 5 km. La terminaison des zones de faille proche de la surface libre est cependant moins étudiée alors qu'il est reconnu que les contrastes de vitesses s'amplifient dans cette zone. Ainsi, la propagation des ondes guidées proche de la surface libre est mal connue alors que leur étude permet notamment de localiser des zones de faille [*Shtivelman et al.* (2005)]. La figure 6.3 illustre le comportement anormal des ondes sismiques générées par une source explosive et enregistrées le long d'un profil sismique à travers la faille de la Ty. Les signaux dans la zone de faille sont marqués par une forte composante fréquentielle comprise entre 20 et 30 Hz. Cette composante fréquentielle marquée ressemble à un phénomène de résonance qu'il nous semble important d'étudier.

Nous présentons ainsi des modélisations 3D d'ondes guidées dans des zones de faille aux propriétés sismiques superficielles réalistes et estimons la nature des ondes guidées, leur contenu spectral ainsi que les effets d'amplification associés aux piégeage des ondes.

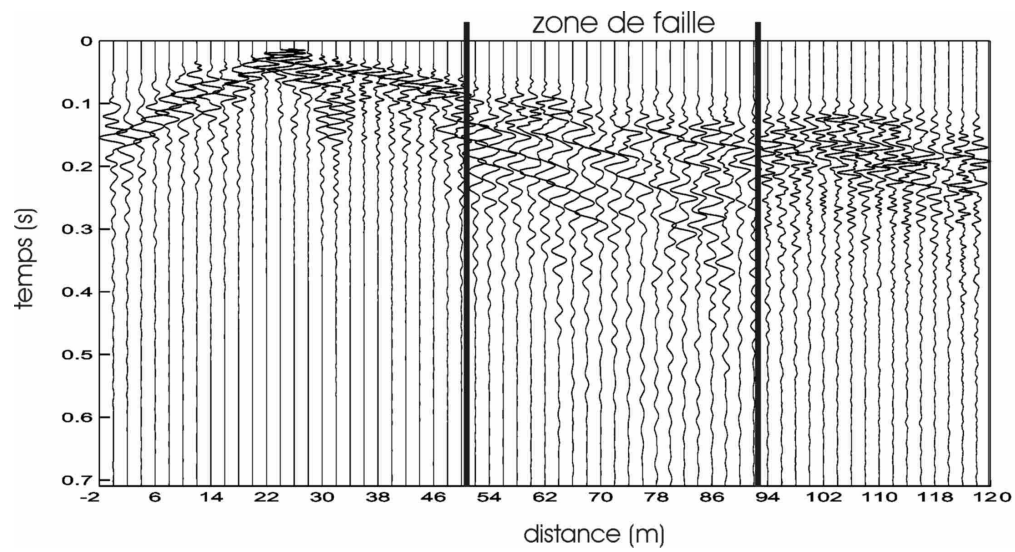


FIG. 6.3 – Traces sismiques obtenues à travers la faille de la Ty (volcan de la Soufrière de Guadeloupe) en utilisant une source explosive.

### 6.3 Active seismic investigation of the shallow North-Anatolian Fault Zone along the Izmit branch and 3D guided waves modelling

Florent Brenguier (1), Michel Dietrich (1), Emmanuel Chaljub (1),

Michel Bouchon (1), Cemil Gurbuz (2)

(1) LGIT-BP53 38041 Grenoble Cedex 9, France

(2) Kandilli Observatory, 81220 Çengelköy, Istanbul, Turkey

email : florent.brenguier@ujf-grenoble.fr

**Keywords** : Fault Zone, shallow seismic investigation, FZ guided waves, shaking hazard.

#### Abstract

We present the results of an active seismic experiment performed across the North-Anatolian fault (NAF) along the Izmit branch. We specifically study the near surface fault zone in this area and simulate the propagation of fault zone guided waves by using realistic 3D modelling. Tomographic results as well as analysis of the first arrival energy decay across the NAF lead us to identify a shallow highly damaged zone characterized by a velocity and Q value drop of respectively 40 and 70 % relative to the surrounding sediments. We determine the lateral ( $\approx 100$  m) and vertical extension ( $\approx 120$  m) of the highly damaged zone by joined analysis of reflection data, of the first arrival mean frequency and first arrival trace to trace spatial coherency across the fault zone (FZ). The joint interpretation of these results yield an accurate near surface FZ model with 2D velocity variations. We simulate fault zone guided waves (FZGW) in this model using a 3D spectral element method. We put in evidence the nature of FZGW for a surface source and quantify the motion amplification generated by these waves. Similarly, we quantify the surface motion amplification for a deeper source and thus estimate the trapping efficiency of the near surface extension of a probably deeper fault zone (2-3 km). Our results prove useful for the seismic investigation of fault zones and the seismic hazard assessment in near faults areas.

### 6.3.1 Introduction

Fault Zones have been extensively studied and are characterized by multiple ruptures, creeping and significant fluid concentration induced by high porosity [*O'Connell and Budiansky* (1974), *Mooney and Ginzburg* (1986), *Thurber et al.* (1997)]. The so-called fault zone site effect is usually explained by the propagation of guided waves, by basin-type reverberations and by sub-surface effects [*Li and Vidale* (1996), *Igel et al.* (1997)]. *Spudich and Olsen* (2001) show that Fault Zone Guided Waves can amplify ground motions 200 m away from the Calavera fault in central California. Such amplified waves are thus a mappable seismic hazard. In this area, a *Special Study Zone* is defined within 152 m away from active faults with the goal of ensuring that no structures are built.

In the goal of imaging fault zones low velocity damaged structures, recent seismic studies employ active sources [*Thurber et al.* (2004), *Li et al.* (2004)]. These studies provide consistent models of fault zones described as low-velocity zones extending from 1 to 5 km depth with the greatest velocity reduction at shallow depth. The near surface extent of fault zones is however less studied and the effects of an increasing damaged structure at shallow depth is not well none. We focus on the North-Anatolian Fault and study the near surface fault zone in the area of the 1999 Izmit earthquake epicenter. For this objective, we present the results of a Vibroseis experiment across the North Anatolian fault and simulate the propagation of fault zone guided waves by using realistic 3D modelling.

The North Anatolian Fault (NAF) is a 1600 km long strike-slip fault which defines the northern boundary of the Anatolian block. It has a current right lateral slip rate of  $\approx 2.4 \text{ cm yr}^{-1}$  in the northwestern Turkey and accumulated  $\approx 80 \text{ km}$  of right lateral offset since 5 Myr [*Barka* (1996)]. The 1999  $M_w = 7.4$  Izmit earthquake broke at least 150 km. The surface slip was almost pure right-lateral strike-slip with a maximum of 5 m offset [*Barka et al.* (2002)]. Three month later, an earthquake of magnitude  $M_w = 7.2$  struck a segment of the NAF eastward of the Izmit rupture. A 40 km long surface break was observed along the East-West Düzce Fault, and right lateral surface slip up to 5 m has been documented [*Akyüz et al.* (2002), *Bouin et al.* (2004)]. Seismic records located in the immediate vicinity of the Düzce rupture zone show motion amplification and long-period oscillations in both P- and S-wave trains [*Ben-Zion et al.* (2003)]. FZ guided waves modelling yield the definition of a 3-4 km deep, 100 m thick trapping structure with approximately 50 per cent velocity decrease relative to the surrounding rock.

Tomographic results as well as analysis of the first arrival energy decay across the NAF lead us to identify a shallow highly damaged zone characterized by a velocity and Q value drop of respectively 40 and 70 % relative to the surrounding sediments. We determine the

lateral ( $\approx 100$  m) and vertical extension ( $\approx 120$  m) of the highly damaged zone by joined analysis of reflection data, of the first arrival mean frequency and first arrival trace to trace spatial coherency across the fault zone. The joint interpretation of these results yield an accurate near surface FZ model with 2D velocity variations.

Fault Zone Guided Waves (FZGW) generated by active sources can be used to characterize shallow fault zones [Shtivelman *et al.* (2005)]. We do not observe FZGW but simulate the complete seismic wavefield propagation in a realistic FZ model using a 3D spectral element method. We put in evidence the nature of FZGW for a surface source and quantify the motion amplification generated by these waves. In order to simulate realistic ground motion amplification, recent numerical studies of FZGW focus on the effects of various irregular FZ structures [Igel *et al.* (2002), Jahnke *et al.* (2002)]. We focus on the effects of strong near surface velocity variations and quantify the surface motion amplification associated to the FZGW propagation.

### 6.3.2 Active seismic investigation of the shallow North-Anatolian fault zone along the Izmit branch

We have conducted a Vibroseis experiment across the North-Anatolian Fault (NAF) near the epicentre of the 1999 Izmit earthquake in October 2003 (figure 6.4). In this area, the NAF runs accross a sedimentary basin a few hundred meters thick. The field observations of the North-Anatolian fault surface trace in this area show an horizontal displacement along the fault of 2-3 m associated to the 1999 Izmit earthquake rupture.

We operated a 1 km long reflection seismic profile across the surface trace of the North Anatolian Fault. The seismic active source function is a 10 to 110 Hz, 15 s long, sweep generated by a TR4 vibrator. The sensors are 14 Hz vertical geophones spaced 5 m apart (figure 6.5).

#### Tomography

Tomographic analysis of seismic data from the San Andreas fault provides a consistent view of the complex velocity structure characterized by a low-velocity zone [Thurber *et al.* (2004)]. The results are confirmed by observations and 3-D simulations of explosion generated trapped waves at the San Andrea fault which show evidence of a low-velocity  $\approx 150$  m wide waveguide [Li *et al.* (2004)].

We performed a tomographic analysis of the Vibroseis data across the NAF. The geometry of acquisition is optimal for reflection seismic and thus not fully adapted to tomography.

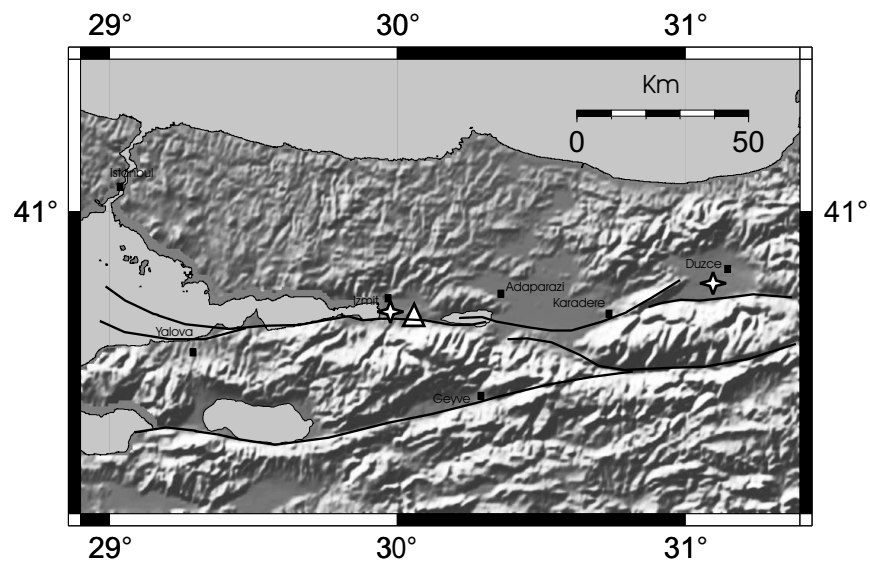


FIG. 6.4 – Regional Map. The stars indicate the 1999 Izmit and Düzce earthquakes. The triangle indicates the Vibroseis experiment location. The main NAF branches are represented by black lines.

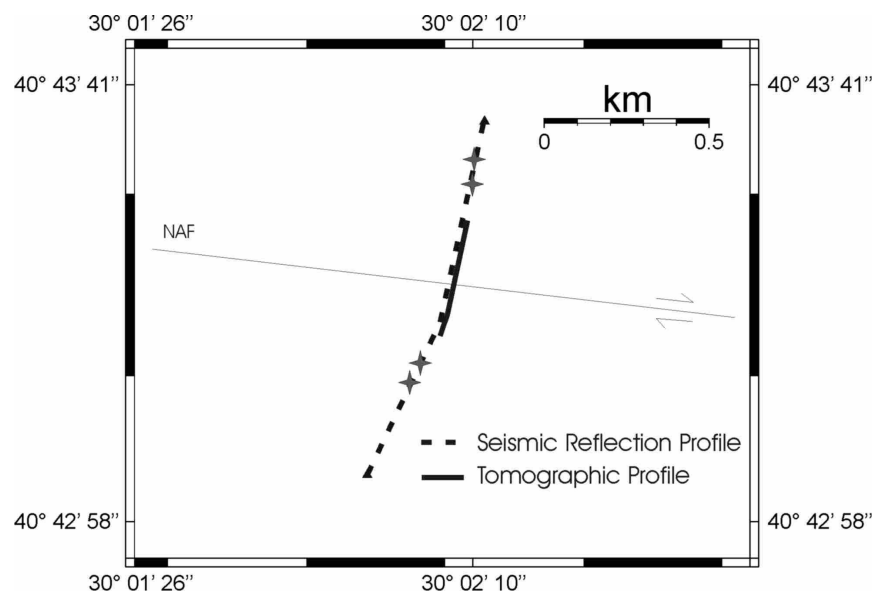


FIG. 6.5 – The reflection (--) and tomographic (-) profiles across the NAF. The stars represent the sources used for tomography.



We thus first test the resolution power of our inversion algorithm associated to our specific acquisition geometry. We achieve a tomographic inversion of a synthetic data set computed using ray tracing and a model composed of a vertical fault zone embedded into two 40% higher velocity half spaces. The tomographic results show that the velocities and gradient are reconstructed with a 20% error. The fault zone limits can not be retrieved properly since the final velocity model is too smooth.

The real data tomographic velocity subsection using picked first arrival times is presented on figure n°6.6. The mean error on first arrival time picking is approximately 10% and the mean error on source-receiver distance estimate is approximately 10%. the final observed-calculated first arrival times rms is less then 10% and, according to the errors, we thus reached the maximum accuracy. The inversion provides a final velocity model with 44% of surface P-wave velocity variations between inside and outside the FZ. This velocity contrast decreases to 13% at 200 meters depth.

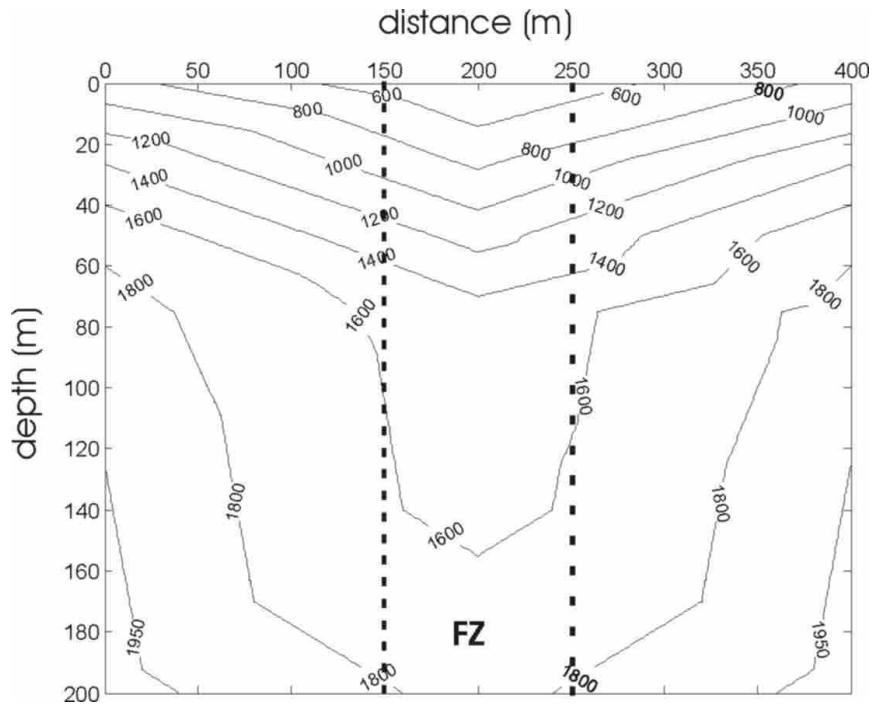


FIG. 6.6 – Real-data tomographic inversion results. The contour line values are P-wave velocities (m/s). The lateral velocity contrasts are 44 % and 13 % at, respectively, 0 and 200 m depth.

### Reflection seismic

The seismic profile presented on figure 6.7 allows us to identify a strongly shallow anomalous zone characterized by a loss of spatial coherency of the reflectors. This zone is approximately 100 m wide and corresponds to the surface trace of the NAF and also to the low velocity zone determined by tomography. We determine the depth of this highly damaged zone by using the tomographic results described above and find approximately 100 m depth. We emphasize that the perturbation seems more graduate on the southern part and more abrupt on the northern part. The reflectors slants observed on figure 6.7 can be associated to lateral velocity variations.

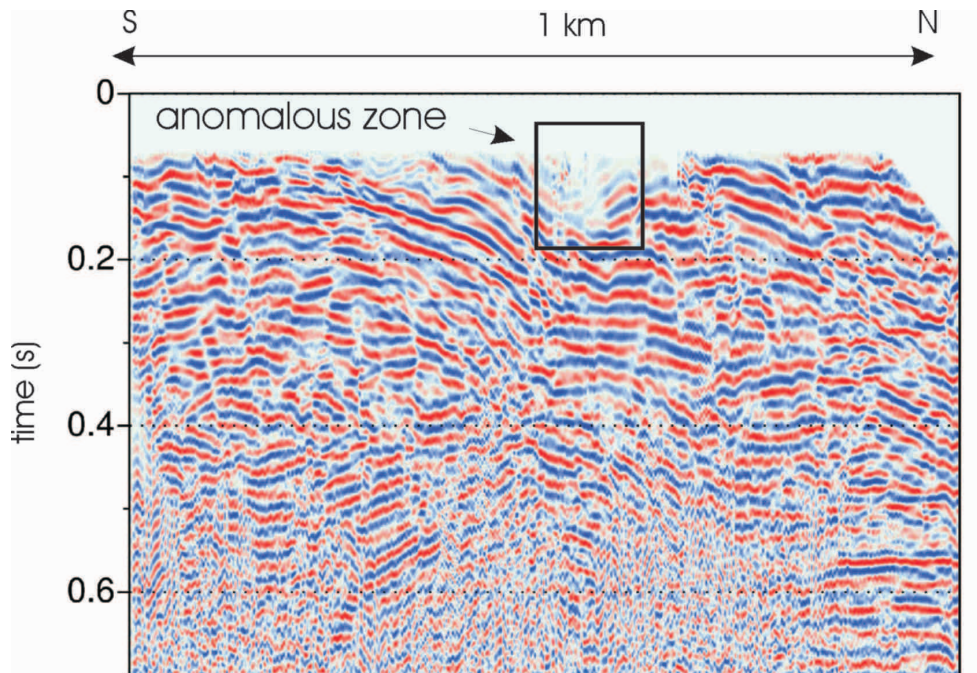


FIG. 6.7 – The time-distance reflection seismic profile across the North Anatolian fault. The anomalous zone is characterized by a loss of the reflectors spatial coherency.

### Measure of Q values

The intrinsic attenuation parameter  $Q$  can be measured within the FZ using the amplitude decay of trapped waves with distance along the fault [Li *et al.* (2000)]. However, this method is valid in the case that the surface waves can be clearly separated from the S-waves, i.e., for sufficient source-receiver distance.

We propose a method to measure  $Q$  values for short source-receiver distances using the

first arrivals energy decay with source-receiver distance. We measure the filtered [10-30 Hz] first arrivals energy decay with source-receiver distance inside and outside the FZ. We then adjust the parameters  $E_0$ ,  $Q$  and the geometrical spreading  $1/r^m$  to fit the attenuation equation to the observed energy decay [Aki and Richards (1980)],

$$Ei = \frac{E_0}{r^m} \times \exp\left(\frac{-2\pi f (x/v)}{Q}\right),$$

with  $m = 2$  for a dominant far-field and  $m = 4$  for a dominant near-field. We consider that the first arrival velocity  $v$  is uniform and estimate it by linear regression of the first arrival envelope maxima computed as the norm of the Hilbert transform (figure 6.8).  $f$  is the dominant first arrivals frequency and  $x$  is the source-receiver distance.

The optimal parameters are  $Q = 22$  and  $Q = 25$  outside the FZ,  $Q = 8$ , within the FZ and a geometrical spreading function equal to  $1/r^4$  (figure 6.9). We calculated the theoretical geometrical spreading function of a point Klauder source generated P-wave in an homogeneous model taking into account the far and near-field components. We find that the P-wave energy decay function is best represented by  $1/r^4$ . The observed strong energy decay ( $1/r^4$ ) can thus be explained by a dominant near-field.

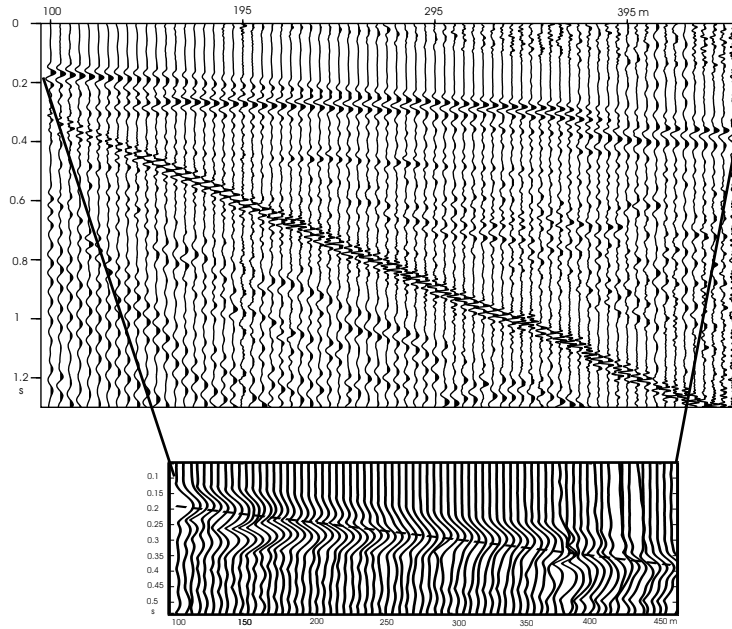


FIG. 6.8 – Top : Normalized filtered data. Zoom : Envelope of the filtered first arrivals, the dash line is a linear regression of the envelope maxima.

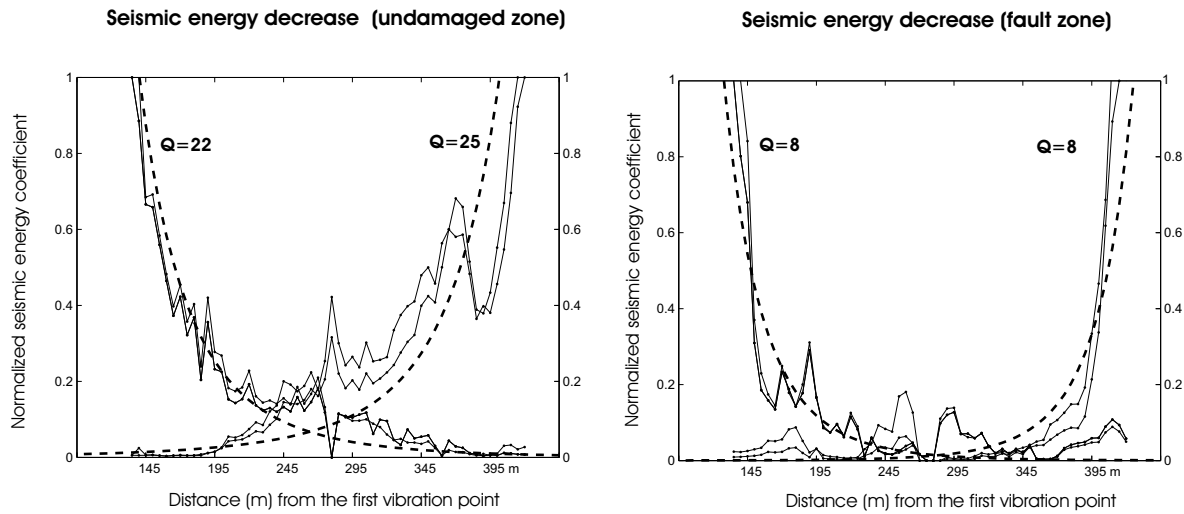


FIG. 6.9 – Estimation  $Q$  values outside and inside the FZ. The estimated seismic energy decrease(--) fits the observed one (-). The measured energies are normalized by the source closest first arrival energies. For both panels, we represent first arrivals energy decay associated to waves propagating from the left to the right and from the right to the left of the panel.

### Spectral and spatial coherency analysis of the seismic wavefield across the NAF

We expect to measure a decrease of the first arrivals mean frequency across the FZ as an effect of the strong intrinsic attenuation. We represent the source averaged first arrival mean frequency for sources located northward and southward of the FZ (figure n° 6.10). The frequency content of the first arrivals traveling southward of the FZ is low (25 Hz) relative to the first arrivals traveling northward of the FZ (35 Hz). In this area, the NAF probably separates two different geological structures characterized by different attenuation properties. The significant drop of the first arrivals mean frequency for sources located northward of the FZ (40 to 20 Hz) is a clear indication of the northern limit of the fault zone.

The first arrivals which propagate across the FZ are affected by complex heterogeneities characterized by scalelengths similar to the dominant wavelength (30 m). The scattering effects result in a spatial seismic phase coherency loss which may be measured as an indicator of the Fault Zone limits. We calculated the filtered (14-36 Hz and 49-71 Hz) first arrival trace to trace cross-correlation coefficients and plot them on figure 6.11. The seismic wave field propagates from the right to the left of the panel. The spatial correlation of both filtered seismic first arrivals drastically decreases at 710 meters which corresponds

to the northern limit of the FZ previously defined by the spectral analysis. Further from the source (460 to 610 m) and thus for deeper penetrating waves, the low frequency signal is well spatially correlated. This proves that the strongly damaged FZ is probably shallow (approx. 70 m deep). This result is coherent with the depth of the highly damaged zone determined by reflection seismic.

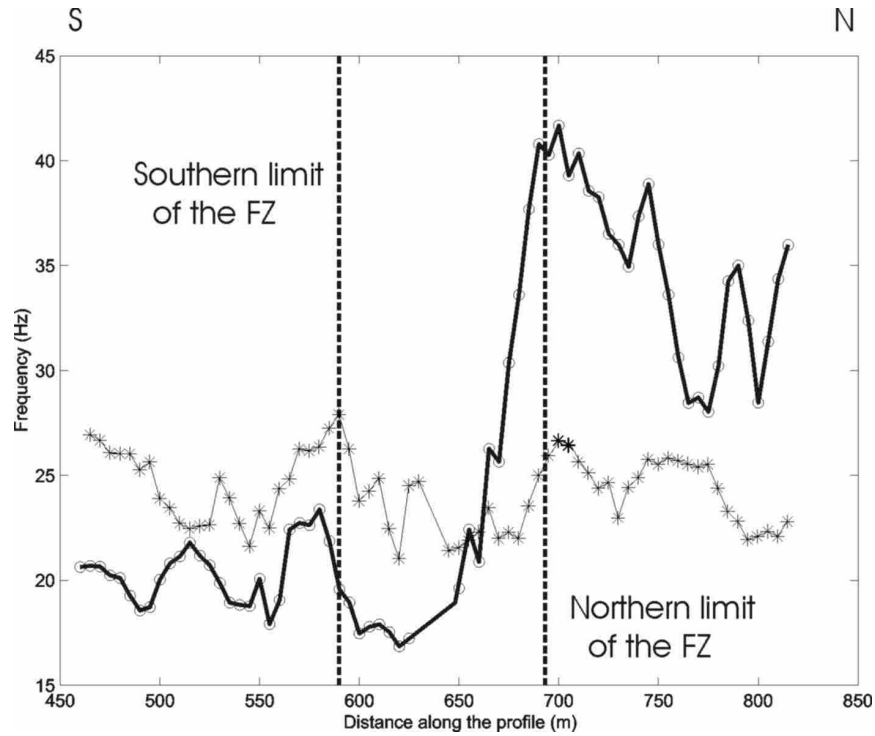


FIG. 6.10 – Source averaged first arrival mean frequencies across the NAF Zone. The thick line with circle markers corresponds to sources located to the north of the FZ. The thin line with cross markers corresponds to sources located to the south of the FZ.

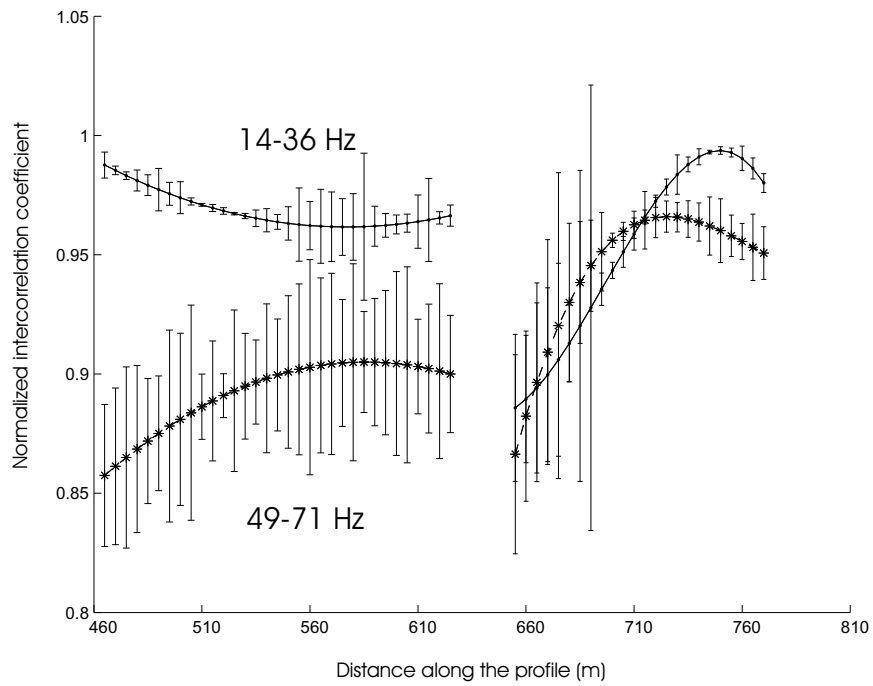


FIG. 6.11 – Source averaged filtered first arrival trace to trace cross correlation coefficients. The seismic wave field propagates from the right to the left of the panel. Two band-pass filters were applied on the signal before cross correlations (14 to 36 Hz (-) and 49-71 Hz (\*)). The vertical error bars are associated to cross correlation perturbations due to seismic noise.

### 6.3.3 3D numerical study of Fault Zone guided waves

Fault Zone guided waves (FZGW) radiated from earthquakes or artificial seismic sources have been extensively observed [*Li et al. (1999)*, *Ben-Zion et al. (2003)*, *Shtivelman et al. (2005)*]. Two-dimensional computations of fault zones trapping efficiency have been assessed by modeling earthquake radiated wave field propagating to the surface within low seismic velocity, high attenuation zones [*Li and Leary (1990)*, *Ben-Zion and Aki (1990)*]. More recent 2-, 3-D numerical simulations [*Huang et al. (1995)*, *Li and Vidale (1996)*, *Igel et al. (1997)*, *Igel et al. (2002)*, *Jahnke et al. (2002)*, *Fohrmann et al. (2004)*] focused on testing the FZGW sensitivity to different fault zone geometries (lateral disruption, overburden sediments), source location and velocity contrasts. The near surface extent of fault zones is however less studied and the motion amplification due to an increasing damaged structure at shallow depth is not well none.

We do not observe seismic motion amplification within the FZ on the Vibroseis data acquired along the FZ, probably because the frequency content of the source signal is too high ([10-110 Hz]). Thus, in order to study the trapping efficiency of a shallow FZ, we simulate the complete wavefield propagation in a 3D case with a Spectral Element Method developed by *Komatitsch (1997)*. The FZ model is defined using the realistic elastic, anelastic parameters defined above. We put in evidence the nature of FZGW for a surface source and quantify the motion amplification generated by these waves. Similarly, we quantify the surface motion amplification for a deeper source and thus estimate the trapping efficiency of the near surface extension of a probably deeper fault zone (2-3 km).

#### Numerical method

The main advantage of a Spectral Element Method (SEM) is that it combines the flexibility of the finite-element method [*Zienkiewicz and Morgan (1977)*, *Moczo et al. (1997)*] and the accuracy of spectral methods [e.g. *Igel (1999)*]. It is more accurate than classical techniques such as the finite-difference method [*Virieux (1986)*, *Olsen et al. (1997)*], in particular for surface waves [*Komatitsch and Tromp (1999)*, *Komatitsch and Tromp (2002a)*]. It is particularly suited to our problem as it is relatively straightforward to densify the mesh near the model surface in the low wave-velocity sediments [*Komatitsch et al. (2004)*]. Moreover, this method enables high accuracy ground motion estimates as the traction-free boundary condition at the Earth's surface is automatically satisfied [*Komatitsch and Vilotte (1998)*]. The joint interpretation of the data analysis results yield an accurate near surface FZ model. The specific model involve a vertical low-velocity fault zone embedded in an otherwise higher velocity half-space (figure 6.12). We chose a  $V_p/V_s$  ratio of 2.0 as

inferred by previous studies on major fault zones [*Li et al.* (2004)]. The 2-D velocity model is presented on figure 6.13.

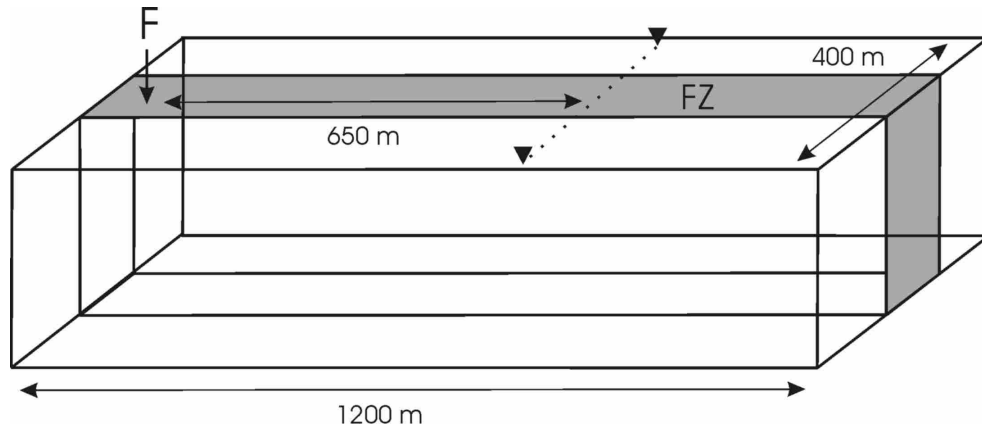


FIG. 6.12 – The 3-D fault zone model. The shadow zone represents the fault zone gouge characterized by low velocity, high attenuation. The source is a point force ( $\mathbf{F}$ ) is a ricker function with central frequency of 8 Hz. The dash line is the observation profile.



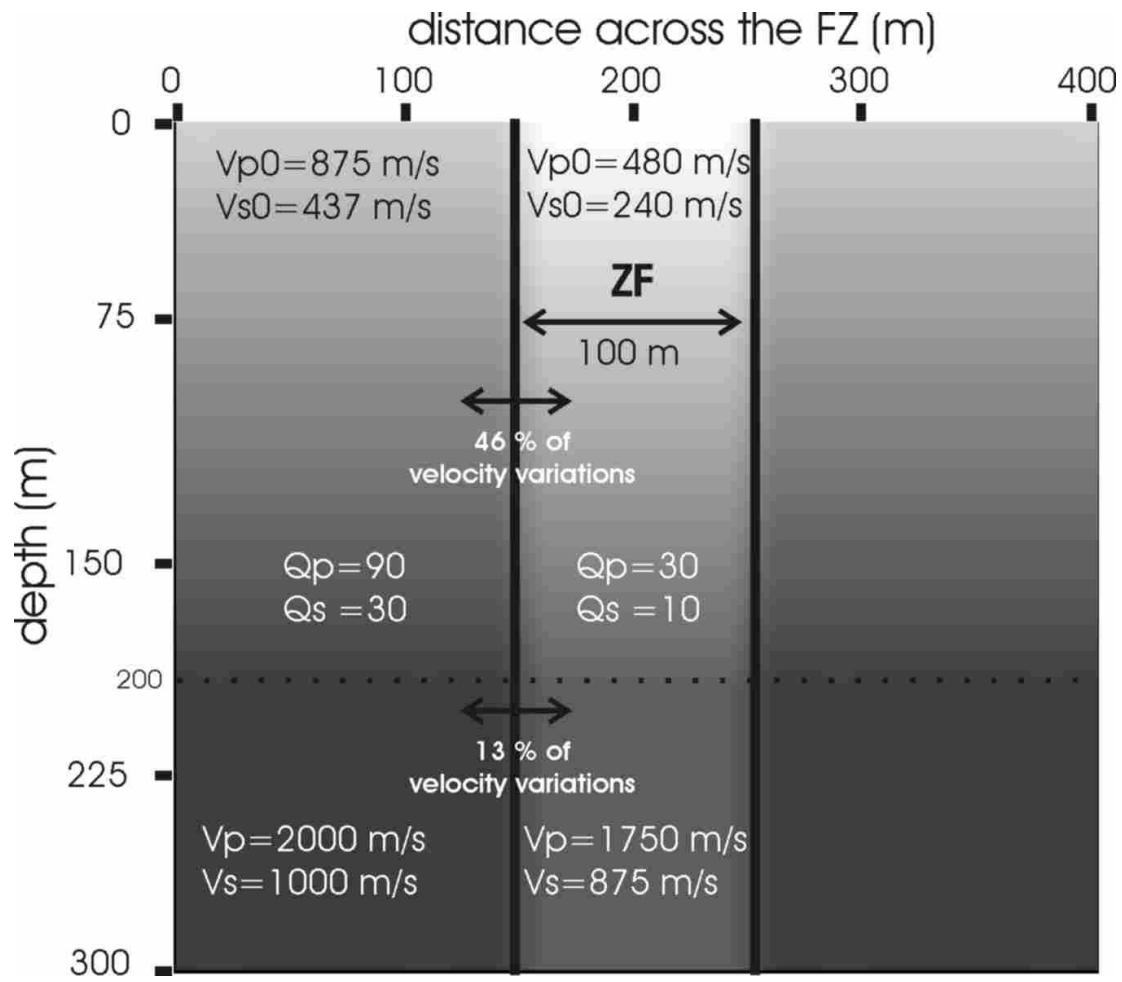


FIG. 6.13 – The 2-D velocity model.

### Nature of FZGW and motion amplification for a surface source

The vertical point force source is located at the surface in order to represent an active source (Vibroiseis or dynamite shot). We represent the vertical component seismic velocity amplitude at the surface and at different time steps on figure 6.14.

We clearly observe the propagation of the most energetic mode which is a Rayleigh wave. This simulation is consistent with the resolution of the Lamb problem (uniform medium) resolved by the SEM [*Komatitsch* (1997)]. We interpret the *coda* of the Rayleigh wave as being multiple reverberations within the FZ. These reverberations give rise to a standing wave characterized by a wavelength equal to the FZ width (figure 6.14).

We represent the 3 component seismic traces across the FZ at 650 m from the surface source on figure 6.15. We observe on the vertical component that the P- first arrival wave is strongly amplified within the FZ. We also observe late arrivals (3s) which correspond to the previously described standing waves. We plot the Fourier transform of each seismic profile on figure 6.15. We show that the amplified vertical component seismic energy within the FZ is characterized by a dominant frequency of 5 Hz. More studies will be needed to infer whether this spectral characteristic is linked to attenuation or to a resonance effect.

We also plot the 3 component seismic traces energy calculated in models with the FZ and in which we extend the properties of the FZ to the entire model (no FZ). These estimated energy thus serve as a reference to estimate the ground motion amplification due to trapping effects. The vertical component is the most energetic one and the maximum seismic energy amplification is equal to a factor 2. The ground motion is thus amplified by a factor 1.4.

### Fault Zone Guided Waves and ground motion amplification for a deep source

We estimate accurate and realistic ground motion amplifications associated to trapping effects of the near surface highly damaged zone for a source located at 600 m deep. We represent the 3 component seismic traces across the FZ, their Fourier transform and their normalized energy on figure 6.16. We also plot the 3 component seismic traces energy calculated in a model in which we extend the properties of the FZ to the entire model (no FZ). These estimated energy thus serve as a reference to estimate the ground motion amplification due to trapping effects. Contrarily to the previous case, the FZ guided waves frequency content is not characterized by a dominant frequency. The along fault component seismic wavefield is mostly composed of S-waves. This component is the most energetic one and the maximum seismic energy amplification is equal to a factor 3.3. The ground motion is thus amplified by a factor 1.8.

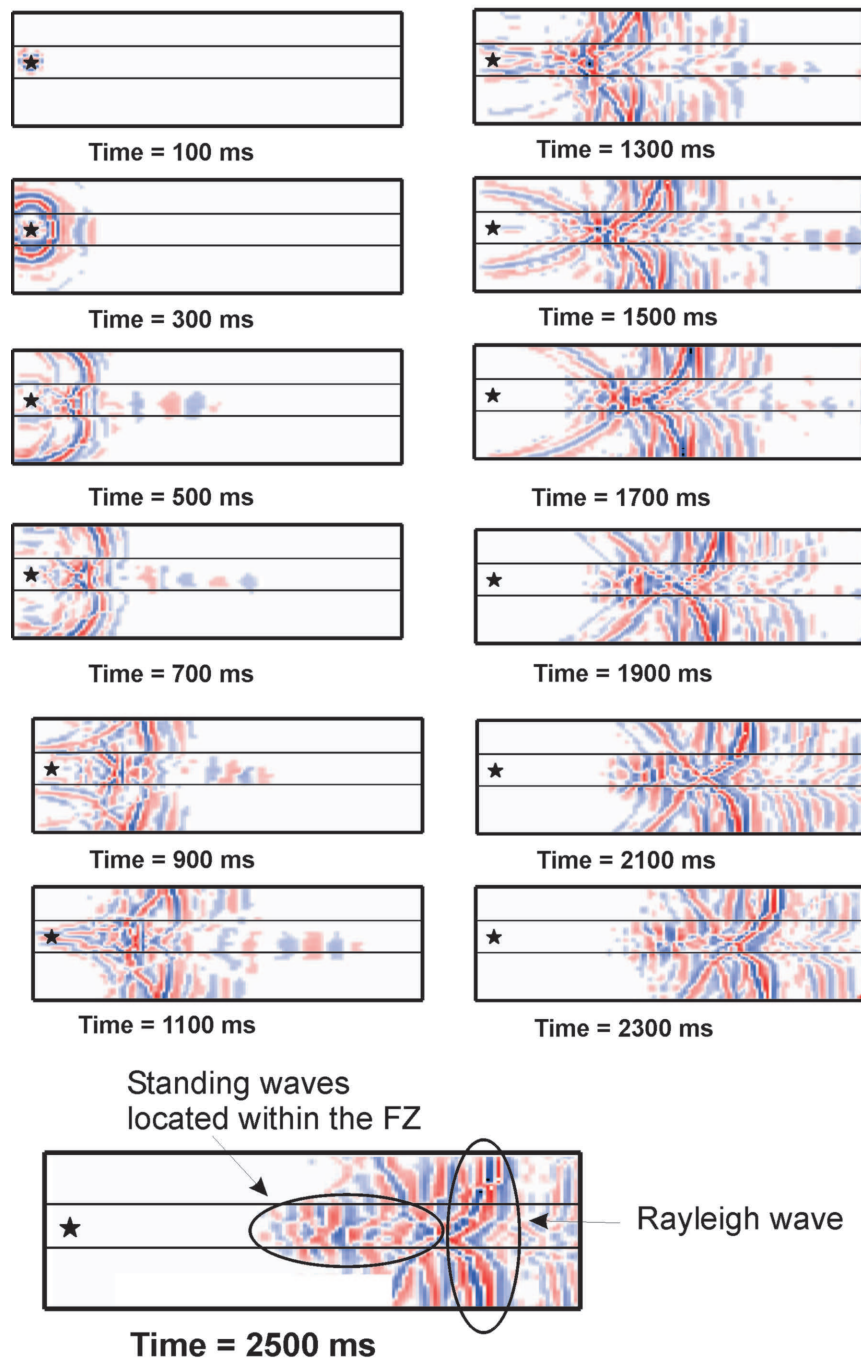


FIG. 6.14 – Surface snapshots of the vertical component seismic velocity amplitude. The zoomed snapshot puts in evidence the rise of a standing wave characterized by a wavelength equal to the FZ width. The late arrivals without the FZ are artifacts.

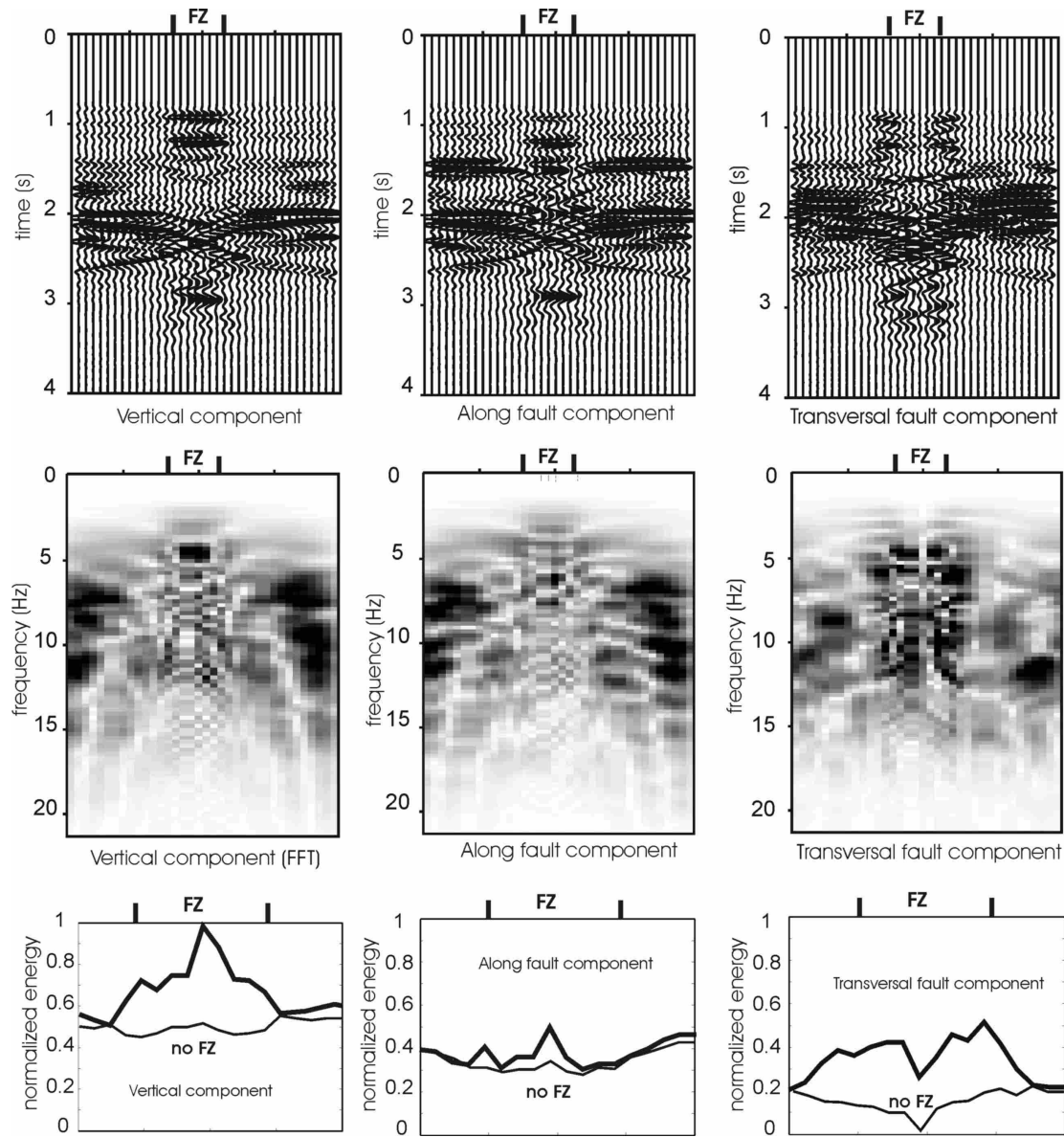


FIG. 6.15 – 3 component synthetic seismic traces across the FZ for a surface source. The figure shows the 3 component seismic traces across the FZ, their Fourier transform and their normalized energy. We also plot the 3 component seismic traces energy calculated in a model in which we extend the properties of the FZ to the entire model (No FZ).

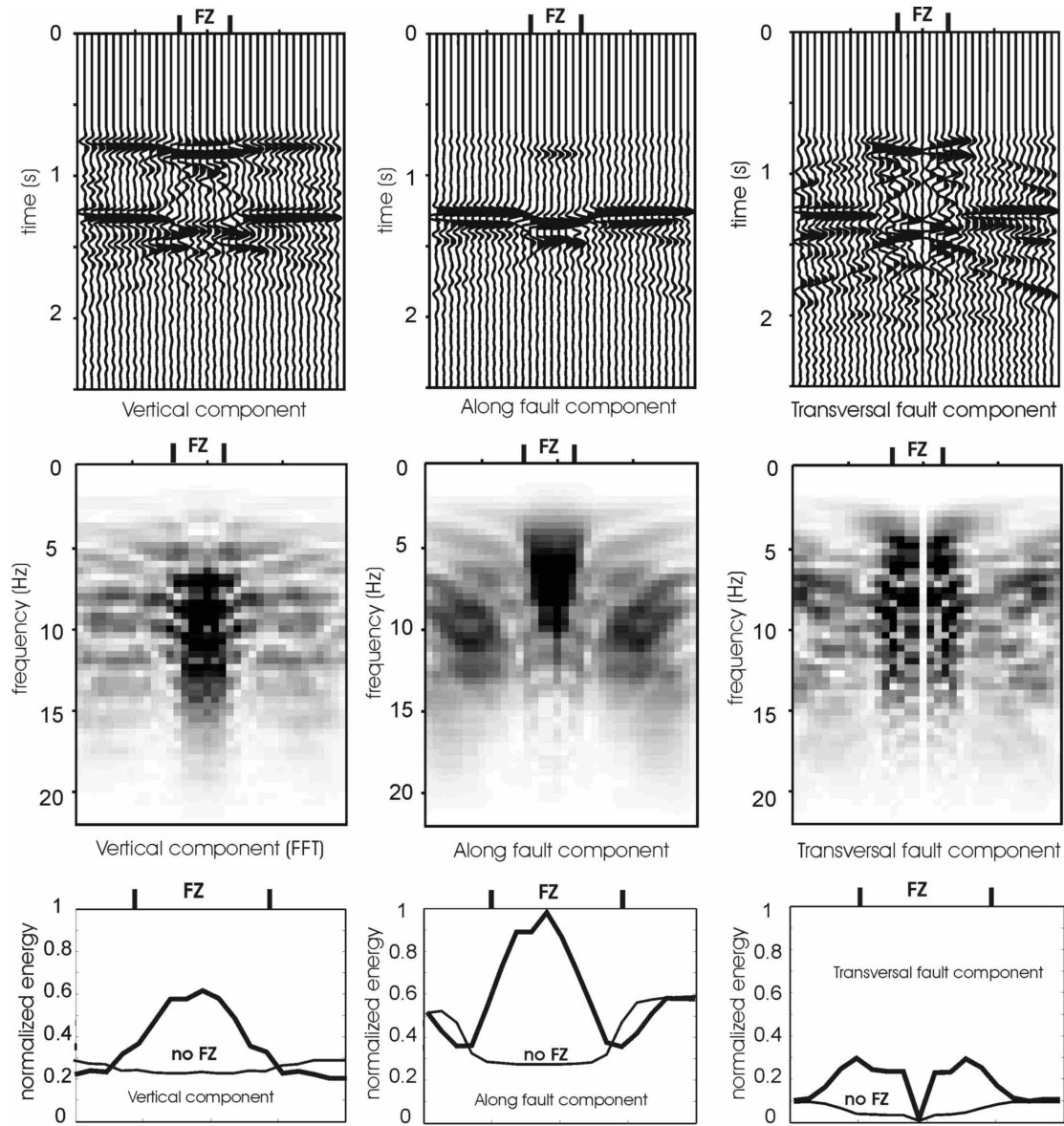


FIG. 6.16 – 3 component synthetic seismic traces across the FZ for a deep source. The figure shows the 3 component seismic traces across the FZ, their Fourier transform and their normalized energy. We also plot the 3 component seismic traces energy calculated in a model in which we extend the properties of the FZ to the entire model (No FZ).

### 6.3.4 Conclusions

Currently, the near surface extent of fault zones is not well studied and the ground motion amplification associated to an increasing damaged structure at shallow depth is not well none. The damaged fault zone seismic properties and the near surface fault zone geometry can be accurately estimated by first arrival tomography, reflection seismic, first arrival energy, mean frequency and spatial coherency analysis with source receiver distance. We studied the North-Anatolian Fault along the Izmit branch and present the results of an active seismic experiment. We find a 100 m wide and 120 m deep highly damaged zone along the NAF surface trace with greatest velocity reduction of 46% at shallow depth. These results are coherent with those found by *Li et al.* (2004) on the San Andreas Fault at Parkfield.

We specifically study the Fault Zone Guided waves propagation using a 3D spectral Element method. We determine the nature of the FZGW for a source located at the surface. We interpret the *coda* of the Rayleigh waves as being multiple reverberations within the FZ. These reverberations give rise to standing waves characterized by a wavelength equal to the FZ width. The P-waves are also strongly amplified and the amplified energy is characterized by a very narrow frequency content. The characteristics of the fault zone guided waves generated by an active source could be used to investigate more fault zones. More studies will however be needed to assess the link between the trapping effects and the observed resonance frequency.

## 6.4 Étude du champ proche pour une source vibratoire : implications pour l'estimation de l'atténuation géométrique

Nous avons vu qu'il est possible d'évaluer le coefficient d'atténuation  $Q$  par analyse de la décroissance énergétique des premières arrivées sismiques et par comparaison avec la loi théorique,

$$Ei = \frac{E_0}{r^{[2-4]}} \times \exp\left(\frac{-2\pi f(x/v)}{Q}\right).$$

Afin d'estimer la décroissance énergétique théorique des premières arrivées, il est nécessaire de connaître le terme de décroissance géométrique,  $1/r^{[2-4]}$ . Pour des courtes distances source-récepteur (quelques longueurs d'ondes), il est connu que le champ proche perturbe fortement les formes d'ondes classiquement calculées dans l'approximation du champ lointain. Cette étude a pour but d'estimer une loi en  $1/r^{[2-4]}$  qui représente correctement l'atténuation géométrique des premières arrivées en prenant en compte les effets de champ proche.

### 6.4.1 Prise en compte du terme en champ proche pour le calcul de la fonction de Green

Soit une force ponctuelle  $X_0(t)$  et un vecteur  $\mathbf{r}$  orienté dans la même direction que cette force. La composante longitudinale du déplacement sismique dans la direction  $\mathbf{r}$  peut alors s'écrire sous la forme [*Aki and Richards* (1980)],

$$u(\mathbf{r}, t) = X_0(t) * G(\mathbf{r}, t) = \frac{1}{2\pi\rho r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau X_0(t - \tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2 r} X_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right). \quad (6.1)$$

$G(\mathbf{r}, t)$  est la fonction de Green du milieu,  $\alpha$ , la vitesse de ondes P,  $\beta$ , la vitesse des ondes S et  $\rho$  la densité uniforme du milieu. Le premier terme est appelé champ proche et le deuxième champ lointain en raison de la décroissance géométrique plus rapide du premier par rapport au deuxième.

Le champ d'onde complet s'exprime comme la convolution entre la fonction source et la fonction de Green (equation 6.1). Nous pouvons donc calculer analytiquement la fonction de Green pour le champ proche et lointain et ensuite effectuer la convolution numérique avec la fonction source afin d'obtenir la forme du champ d'onde complet. On peut facilement déduire la fonction de Green de l'équation 6.1 en remplaçant  $X_0(t)$  par une fonction Dirac,

$\delta(t)$ . La fonction de Green du champ lointain est un Dirac qui se propage à la vitesse  $\alpha$  et la fonction de Green du champ proche est une fonction rampe qui démarre au temps d'arrivée de l'onde P et se termine au temps d'arrivée de l'onde S,

$$G(\mathbf{r}, t) = \frac{t}{2\pi\rho r^3} \left[ H\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - H\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2 r} \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right). \quad (6.2)$$

La figure n° 6.17 illustre la fonction de Green pour des distances source-récepteur allant de 40 à 3000 m. La section est normalisée trace par trace. On remarque que, pour ces distances, le terme de champ proche domine celui de champ lointain.

## 6.4.2 Convolution de la fonction de Green avec une source vibratoire

Afin de nous rapprocher d'un cas réaliste, nous choisissons une fonction source  $X_0(t)$  égale à un sweep, c'est à dire un signal sinusoïdale dont la fréquence évolue avec le temps. Nous prenons un sweep de durée égale à 11 secondes avec des fréquences de départ et d'arrivée de 10 et 110 Hz. Nous prenons pour ce cas simplifié, une vitesse des ondes P uniforme égale à 1500 m/s, un rapport constant de 1.7 entre  $V_p$  et  $V_s$  et une densité de 1.8. Nous convoluons, ensuite, la fonction de Green avec la fonction sweep autocorrélée (ondelette de Klauder) et dérivons chaque trace afin d'obtenir une section en vitesses, et non pas en déplacements (figure 6.18).

## 6.4.3 Estimation de l'atténuation géométrique

Nous nous intéressons finalement au type de décroissance de l'énergie sismique des premières arrivées en prenant en compte les termes de champ proche et champ lointain. Nous voyons clairement sur la figure 6.19 que la décroissance énergétique des premières arrivées est le mieux représentée par une fonction égale à  $1/r^4$ . Il serait intéressant de confirmer ce résultat par des simulations 3D permettant de prendre notamment en compte un gradient de vitesse verticale. Ce résultats permet d'expliquer la forte atténuation, en  $1/r^4$ , observée sur les données sismiques acquises à travers la faille Nord-Anatolienne.



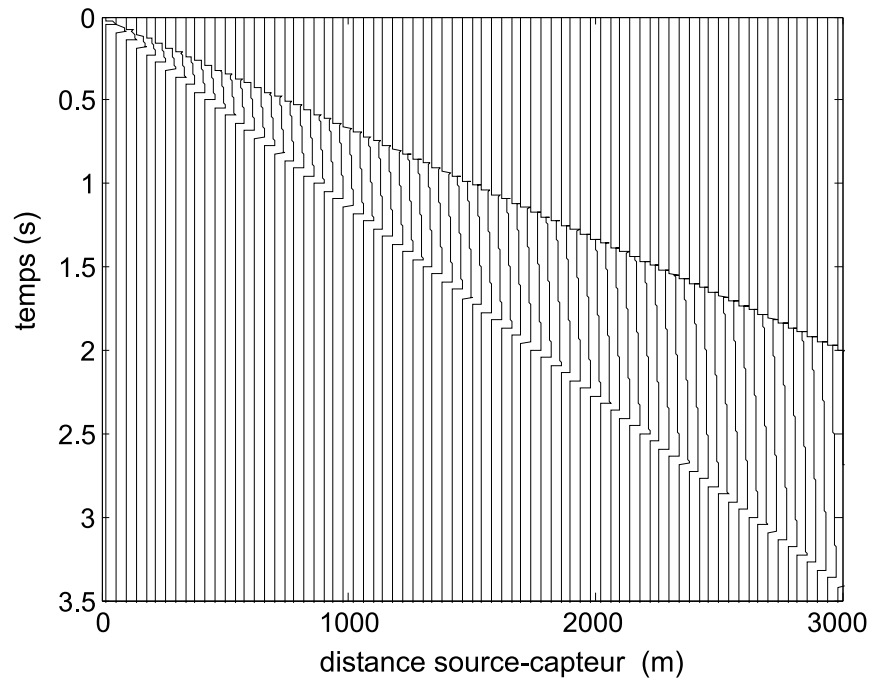


FIG. 6.17 – La fonction de Green normalisée trace par trace, à différentes distances de la source.

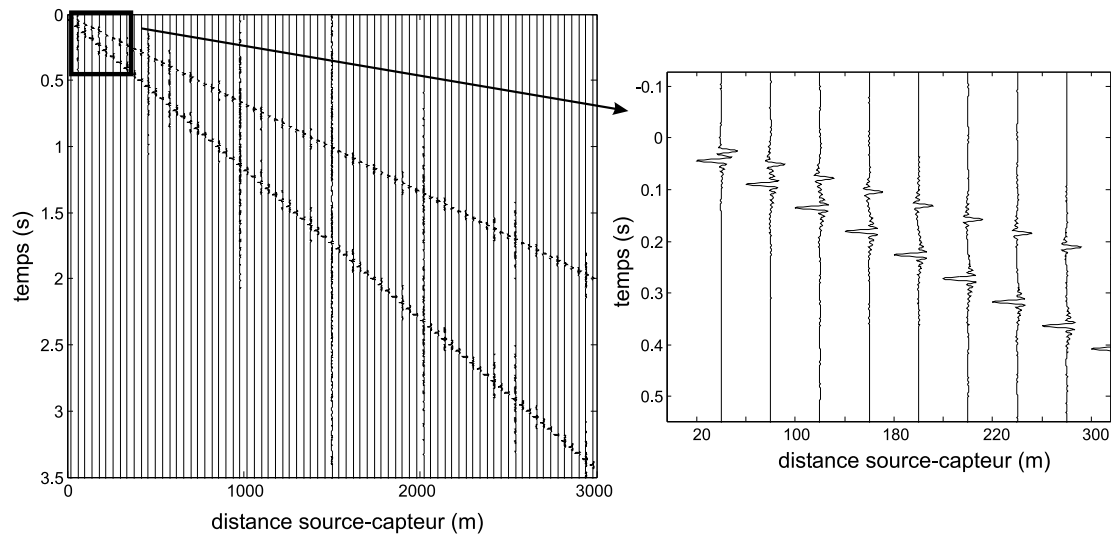


FIG. 6.18 – Champ proche et champ lointain pour une source équivalente à une ondelette de Klauder.

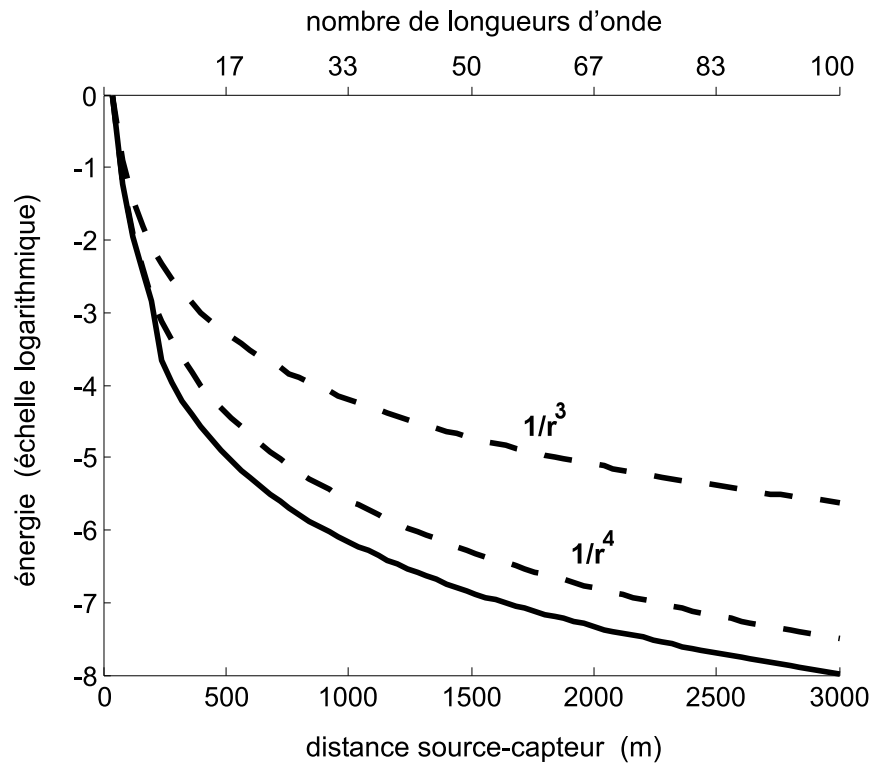


FIG. 6.19 – Energie sismique des premières arrivées (—) comparée à des fonctions,  $1/r^3$  et  $1/r^4$  (---),  $r$  étant la distance source-récepteur.



# Chapitre 7

## Conclusions

Nous proposons des conclusions concernant les deux travaux d'imagerie que nous avons mené conjointement durant ces trois années. Ces conclusions concernant l'imagerie haute résolution d'édifices volcaniques et l'imagerie des zones de faille sont générales et destinées à être prises en compte dans le cadre de nouveaux projets d'imagerie sismique de structures complexes. Nous décrivons enfin ma contribution personnelle à ce travail.

### 7.1 Imagerie sismique d'édifices volcaniques

La première conclusion de ce travail est qu'il est nécessaire de définir la géométrie d'acquisition des données en fonction des zones cibles à imager, des contraintes de terrain et instrumentales. Effectivement, comme le nombre de capteurs est limité, il est nécessaire d'avoir recours à ce type d'étude pour trouver le compromis optimal entre l'espacement entre capteurs le plus petit possible et la couverture du réseau en surface la plus grande possible. Nous avons montré que l'application de la théorie des rais était tout à fait adaptée à ce type d'étude.

La résolution des structures à imager dépend de la physique de la propagation des ondes, de l'échantillonnage spatiale et de l'estimation des temps de propagation des ondes à travers le milieu étudié. Il est donc primordiale de pouvoir estimer les temps de propagation avec la meilleure précision possible, typiquement de l'ordre de la milliseconde. Seuls les signaux présentant un excellent rapport signal sur bruit (30 db), permettent de telles précision. Il est donc nécessaire de calibrer correctement la puissance des sources. En effet, plus la puissance des sources est élevée plus le contenu spectral de la source est bas, ce qui a pour effet de limiter la résolution spatial. Le rapport signal sur bruit peut être augmenté par des procédures de sommation mais aussi par le déploiement des sources la nuit, lorsque le

bruit est plus faible.

Les fortes variations de vitesse proche de la surface peuvent introduire des délais de propagation de l'ordre de grandeur des délais associés à la propagation à travers les zones cibles. Il est donc nécessaire d'imager ces variations de vitesse. Nous avons développé une méthodologie qui permet, d'une part, de reconstruire des interfaces sismiques au sein du milieu de proche surface complexe mais aussi d'estimer la répartition des vitesses du milieu de proche-surface, à la fois sous chaque capteur et sous chaque source. Cette méthodologie originale possède des applications dans le domaine de la géophysique environnementale (détection de cavités, imagerie de glissements de terrain).

La méthode d'inversion tomographique SIRT est robuste, facile à mettre en oeuvre et permet d'identifier des erreurs inhérentes aux données (erreurs d'horloge). Cette méthode est donc tout à fait adaptée à un premier traitement des données dans le but de reconstruire, au premier ordre, la répartition des anomalies de vitesse. Un gain significatif en terme de résolution pourrait être obtenu par l'interprétation des phases diffractées, réfléchies par les anomalies de vitesse préalablement imagées par tomographie.

Nous avons imagé la structure interne du Puy des Goules avec une résolution décimétrique. Les résultats ont notamment permis de contraindre la géométrie du système d'alimentation de ce volcan. L'étude que nous avons menée est principalement méthodologique car ce volcan ne présente actuellement pas de risques. L'application de cette méthodologie pour l'imagerie de volcans dangereux pourrait cependant permettre de contribuer à la prévention des risques volcaniques. Nous présenterons en perspective les volcans pour lesquels la méthodologie développée pourrait être appliquée dans l'objectif d'imager leur structure interne et ainsi de mieux évaluer les risques volcaniques.

## 7.2 Caractérisation des propriétés sismique d'une zone de faille

Notre travail sur la faille Nord-Anatolienne permet d'identifier des observables fortement influencés par la présence d'une zone de faille. Ces observables sont, la variation des temps de propagation et des amplitudes des premières arrivées à travers la zone de faille, la fréquence moyenne de l'onde directe qui se propage à travers la faille et la cohérence spatiale de la première arrivée sismique à travers la zone de faille. L'interprétation de ces observables permet de définir la vitesse des ondes P ainsi que leur atténuation dans la zone de faille.

Nous avons modélisé la propagation du champ d'onde complet dans la zone de faille pour

une source située en surface en utilisant une méthode d'éléments spectraux. Nos travaux indiquent que les ondes guidées, générées par une source située en surface, correspondent à des interférences constructives des ondes de Rayleigh et à des ondes P piégées au sein d'une zone à faible vitesse. Ces ondes présentent de plus un contenu spectral caractéristique. Des travaux supplémentaires impliquant l'analyse de données et de nouvelles simulations devraient permettre de confirmer nos analyses et de tisser un lien les caractéristiques de la zone de faille étudiée et les caractéristiques des ondes guidées générées par une source active. Ces travaux contribuent donc à la caractérisation des zones de faille et ainsi à l'évaluation du risque sismique.

## 7.3 Contribution personnelle

Le travail que nous avons effectué est tout à fait novateur et il n'existe, à notre connaissance, pas de résultats similaires à ceux que nous avons présenté. Ce travail est, bien entendu, le fruit de nombreuses collaborations. Il me semble donc important de préciser ma contribution personnelle à ce travail.

### 7.3.1 Le projet d'imagerie du Puy des Goules

Je me suis concentré, dès le début de ma thèse, sur l'apprentissage du logiciel de tracé de rais Norsar2-3D. L'aide que n'ont apporté I. Lecomte, R. Laurain et K. Astebol m'a permis d'évoluer rapidement et de d'établir les analyses d'optimisation du dispositif d'acquisition. J'ai ensuite consacré une grande partie de mon temps à la préparation de la campagne d'acquisition de données principale. L'organisation pratique d'une telle expérience regroupant plus de 20 personnes et nécessitant l'utilisation d'explosifs et d'un camion vibreur est effectivement extrêmement coûteuse en temps. Une grande partie de cette préparation a été effectuée en collaboration avec F. Doré (LGIT).

Suite à la campagne d'acquisition principale, je me suis concentré sur les problèmes d'imagerie de proche surface dans le but de proposer une méthodologie d'imagerie nouvelle et originale. J'ai ainsi développé deux approches complémentaires, la méthode Iterative Datuming Procedure (IDP) et la méthode d'analyse des résidus. Cette méthodologie, me semble-t-il, pourrait être valorisée dans d'autres domaines de prospection géophysique comme la détection de cavités ou l'imagerie des glissements de terrain.

Je me suis finalement concentré sur l'obtention et la validation de résultats tomographiques. La méthode tomographique a par ailleurs principalement été développée par O. Coutant à partir des codes Podvin-Lecomte améliorés par J. Virieux. La procédure que j'ai

utilisée consiste à premièrement, identifier les données entachées d'erreur par analyse du modèle de vitesse finale. L'étape suivante consiste à perturber le jeu de données et analyser le modèle finale de manière à tester la robustesse de la méthode. Je me suis finalement concentré sur l'analyse de la résolution de l'inversion en utilisant une procédure d'inversion de données synthétiques (tests de spike). Ce travail a été mené en collaboration avec H. Baudon durant ses stages de DEA et ingénieur au sein du LGIT.

### 7.3.2 Les travaux d'imagerie des zones de faille

Suite à la campagne d'acquisition de données en Turquie à laquelle j'ai participé, je me suis concentré sur la quantification de l'influence de la zone de faille sur la propagation des premières arrivées sismique. J'ai ainsi sélectionné certains observables fortement influencés par la zone de faille. Suite à ce travail, je me suis intéressé à la génération d'ondes guidées dans les zones de faille. J'ai ainsi mené de nombreuses simulations d'ondes guidées en 3 dimensions avec la méthodes des éléments spectraux avec l'aide d'Emmanuel Chaljub. Je compte d'ailleurs poursuivre ces travaux de modélisation dans un avenir proche de manière à confirmer nos résultats.

## 7.4 Diffusion de nos travaux de recherche

Les articles présentés au sein de cette thèse sont déjà ou vont être bientôt soumis à des journaux scientifiques. Nous mentionnons les différentes présentations de ces travaux dans des congrès internationaux.

- **EGU 2005** : High resolution seismic imaging of highly heterogeneous media : An experiment on the Puy des Goules volcano. **Brenguier**, F. ; Coutant, O. ; Dietrich, M.
- **EGU 2005** : The High Resolution Seismic (IHR) Network, a new tool for seismic investigation at hectometric scales . O. Coutant, F. Doré, J. F. Fels, D. Brunel, M. Dietrich and F. **Brenguier**.
- **Aegean Tectonics Meeting 2005** : Vibroseis Investigations around and across the North Anatolian Fault. Dietrich M., Gürbüz C. and **Brenguier** F.
- **EGU 2004** : High resolution seismic imaging of the Soufrière of Guadeloupe volcano. **Brenguier**, F. ; Coutant, O. ; Dietrich, M. ; Lecomte, I.

# Chapitre 8

## Perspectives

La démarche méthodologique que nous avons suivi pour imager la structure interne d'un édifice volcanique a permis d'obtenir des résultats convaincants. Le développement de nouvelles méthodes de traitement des données pourrait cependant permettre d'augmenter la résolution des structures imagées.

Le jeu de données obtenu durant la campagne d'acquisition sismique sur le Puy des Goules est unique. Nous avons effectivement enregistré les ondes sismiques émises par 902 sources actives ainsi que plusieurs dizaines d'heures de bruit sismique à l'aide de 210 capteurs espacés de 20 m (dont 30 capteurs trois composantes). Nous avons de plus montré qu'une grande partie de ces données présente un excellent rapport signal sur bruit (30 dB). Nous avons finalement, durant de travail, exploité qu'une petite partie des données (temps de première arrivée).

Nous proposons, dans un première partie, des perspectives de développement et application de nouvelles méthodes d'imagerie adaptées à l'imagerie de structures complexes à l'échelle sub-kilométrique. Le jeu de données obtenu sur le Puy des Goules pourrait ainsi servir à tester ces nouvelles méthodes.

Nous présentons enfin les volcans dangereux pour lesquels nous pensons que l'imagerie haute résolution de leur structure interne pourrait permettre de participer à la prévention des risques volcaniques.



## 8.1 Méthodologie

### 8.1.1 Tomographie

Nous avons vu que la méthode d'inversion des temps de première arrivée que nous avons utilisée (SIRT) est tout à fait adaptée à la reconstruction, au premier ordre, d'anomalies de vitesses. Nous avons cependant remarqué que cette méthode ne permet pas de prendre en compte les erreurs sur les données et d'estimer les matrices de résolution et de covariance a posteriori des paramètres. Nous pourrions donc utiliser des méthodes d'inversion de type Tarantola-Valette dans le but d'obtenir plus d'information sur les résultats de l'inversion.

Nous avons montré que la taille des anomalies à imager était limitée par le domaine de validité de la théorie des rais en milieu complexe. Dans le but d'augmenter la résolution du modèle final de vitesse, nous pourrions utiliser les méthodes qui prennent en compte les phénomènes de diffraction des ondes dans l'approximation de Born (banana-doughnut).

### 8.1.2 Inversion des ondes réfléchies

Les méthodes tomographiques présentent des limites fortes en terme de pouvoir de résolution dans le sens où elles sont basées sur des mesures d'intégrales du champ de lenteur. Les méthodes d'analyse des ondes réfléchies sont beaucoup plus puissantes en terme de résolution car leur mesure permet directement de localiser l'anomalie en profondeur. Durant ma thèse, j'ai principalement travaillé sur l'inversion des premières arrivées. J'aimerais donc, à présent, travailler sur une méthodologie d'inversion couplée des phases directes, réfractées et réfléchies en milieu complexe. La première étape d'analyse des ondes réfléchies est de regrouper les données par source commune. La deuxième étape consiste à identifier une arrivée réfléchie sur l'ensemble du jeu de données. Ces arrivées peuvent être mises en évidence par des techniques de sommation (slant-stack). Cette procédure est facilitée par l'imagerie préalable des anomalies de vitesse par tomographie. L'étape suivante consiste à migrer le jeu de données, c'est à dire, associer à chaque arrivée réfléchie, un diffracteur en profondeur.

J'aimerais, en outre, continuer à modéliser le champ d'onde sismique complet avec la méthode des éléments spectraux dans le but de valider l'approche par tracé de rais (approximation fréquences infinies). Cette technique de modélisation permet d'évaluer les effets complexes de diffraction 3D comme la cicatrization du front d'onde ou l'influence, sur le champ d'onde, de la taille, de la forme des hétérogénéités.

### 8.1.3 Imagerie par méthodes de corrélation

Le grand intérêt des méthodes d'imagerie basées sur les corrélations de bruit ou de coda est de faire de l'imagerie sans sources ou, du moins, par la reconstruction de sources *virtuelles* [Weaver and Lobkis (2001), Shapiro et al. (2005)]. Les récents travaux d'analyse des signaux sismiques de la coda ou du bruit par méthodes de corrélations permettent d'estimer la répartition des vitesses d'onde S du milieu étudié. Ors, cette information complétée par celle de la vitesse des ondes P permet de qualifier le milieu en terme d'endommagement (fracturation). Nous présentons ici les résultats d'imagerie obtenus par P. Gouédard et M. Campillo sur le Puy des Goules l'aide des méthodes d'inter-corrélation. La figure 8.1 illustre la partie du signal sismique qui est utilisée (après 4 s) et un résultat de reconstruction de la fonction de Green obtenu pour un jeu de données de la campagne IHR sur le Puy des Goules. Nous représentons figure 8.2 les vitesses d'onde de surface mesurées par cette méthode en utilisant les données de la campagne IHR sur le Puy des Goules . On identifie par exemple clairement une anomalie de faible vitesse située au centre du cône. L'étape suivante consiste à estimer des profils de vitesses 3D par inversion des ondes de surface reconstruite.

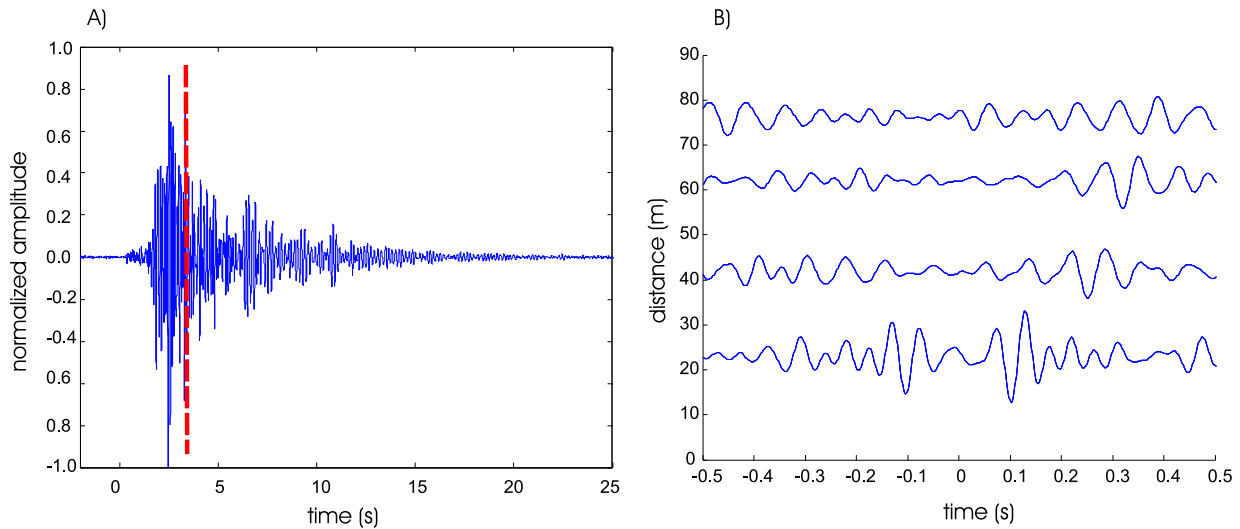


FIG. 8.1 – Reconstruction de la fonction de Green par corrélations de coda sismique. A) Le signal utilisé (coda) est choisi après la barre rouge. B) Reconstruction causale (temps positifs) et acausale (temps négatifs) des ondes de surface

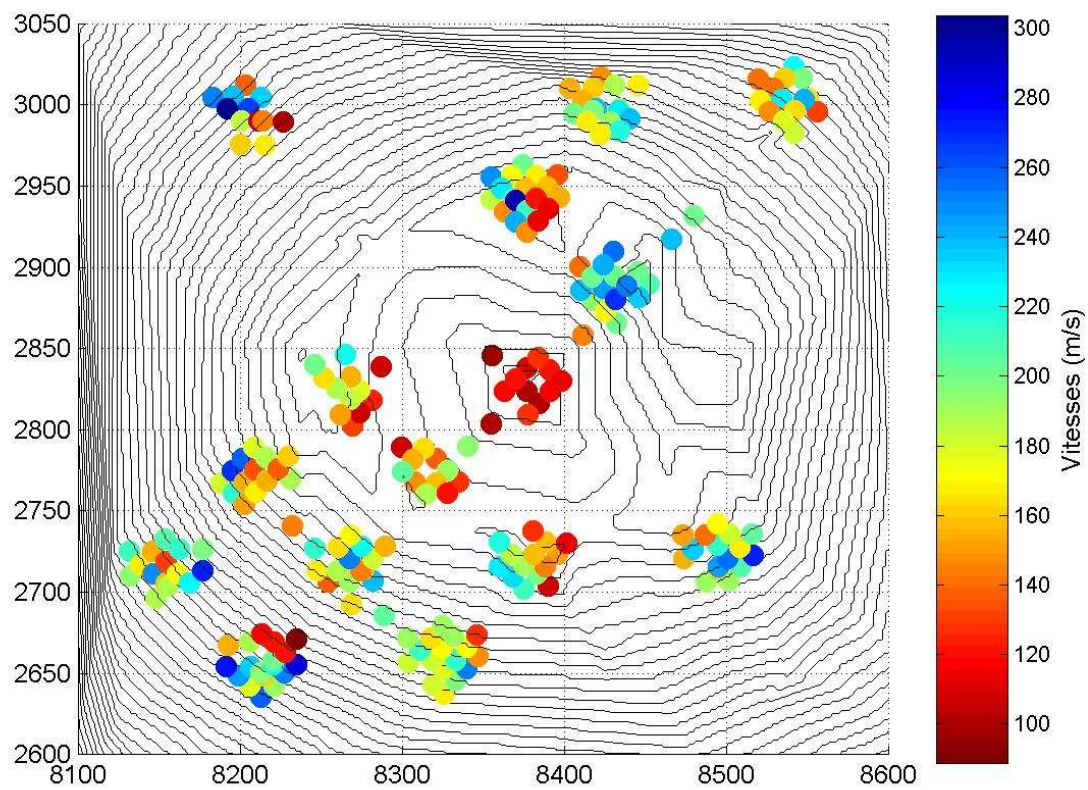


FIG. 8.2 – Vitesses des ondes de Rayleigh estimées par méthode de corrélations. Ces vitesses correspondent à celles du milieu de très proche-surface (les premiers mètres du sous-sol).  
P. Gouédard, M. Campillo

## 8.2 Imagerie de volcans actifs

Nous rappelons que ces développements ont pour objectif d'imager des volcans actifs dans le but de mieux évaluer les risques volcaniques. Nous avons donc comme projet de mettre à profit notre expérience pour l'imagerie de volcans actifs dangereux.

- **La Soufrière de Guadeloupe** : Nous pouvons utiliser les résultats tomographiques préalablement obtenus sur ce volcan par O. Coutant et M. Dietrich afin d'optimiser le dispositif d'acquisition. Le problème du bruit est cruciale sur cet édifice fortement venté. Il est donc nécessaire d'étudier le bruit ambiant et de calibrer la puissance des sources en conséquence. Le traitement des données pourrait être effectué de manière similaire à celui présenté au sein du chapitre sur l'imagerie du Puy des Goules. Ce projet est actuel puisque une campagne d'acquisition de données est prévue en Février 2006.
- **Le Vésuve** : Bien que l'éruption d'Août 79 soit la plus connue, le Vésuve se réveilla notamment en décembre 1631 et les coulées de laves et de boues entraînèrent la mort de plus de 4000 personnes. 3 millions de personnes sont aujourd'hui exposées à l'activité du Vésuve. Le projet d'investigation sismique TomoVes a débuté en 1994 et avait pour but d'imager la structure de la croûte supérieure sous le Vésuve dans le but d'identifier des réservoirs de magma. Un projet de type IHR pourrait permettre d'imager la structure interne de l'édifice avec une résolution décimétrique et ainsi le localiser des zones fragilisées par une fracturation importante. Ces résultats permettraient ainsi de mieux évaluer le risque volcanique associé à l'activité du Vésuve.
- **Autres volcans dangereux** : Parmi les nombreux volcans dangereux, nous pouvons entre autres citer, le Mérapî en Indonésie, le Popocatepetl au Mexique, le volcan Arenal au Costa Rica et le Misti au Pérou. Rappelons que en 1470, l'éruption du Misti a entraîné la destruction totale de la ville d'Arequipa, aujourd'hui composée de 900 000 habitants. Des projets de recherche au sein du LGIT ont pour objectif de déployer une réseau de surveillance sismologique dense sur ce volcan (*J.-P. Métaxian*, 2005). Il pourrait donc être tout à fait intéressant de profiter du déploiement d'un nombre important de capteurs pour effectuer une campagne d'imagerie sismique haute résolution sur ce volcan dans le but de mieux évaluer les risques volcaniques associés à son activité.



# Bibliographie

- Aki, K., and V. Ferrazzini (2000), Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, *105*(B7), 16,617–16,640.
- Aki, K., and P. G. Richards (1980), *Quantitative Seismology*, University Science Book.
- Aki, K., A. Christoffersson, and E. Huseby (1977), Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, *82*, 277–296.
- Akyüz, H. S., R. Hartleb, A. Barka, E. Altunel, G. Sunal, B. Meyer, and R. Armijo (2002), Surface slip distribution of the 12 November 1999, Düzce earthquake (m 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *92*(1), 61–66.
- Aldridge, D. F. (1992), Mathematics of linear sweeps, *Canadian Journal of Explor. Geoph.*, *28*, 62–68.
- Apra, C. M., S. Hildebrand, M. Fehler, L. Steck, W. S. Baldrige, P. Roberts, C. H. Thurber, and W. J. Lutter (2002), Three-dimensional Kirchhoff migration : Imaging of the Jemez volcanic field using teleseismic data, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10).
- Auger, E., J. Virieux, and A. Zollo (2003), Locating and quantifying the seismic discontinuities in a complex medium through the migration and AVA analysis of reflected and converted waves : an application to the Mt Vesuvius volcano, *Geophys. J. Int.*, *152*, 486–496.
- Baig, A. M., and F. A. Dahlen (2004), Statistics of traveltimes and amplitudes in random media, *Geophys. J. Int.*, *158*, 187–210.
- Baig, A. M., F. A. Dahlen, and S.-H. Hung (2003), Traveltimes of waves in three-dimensional random media, *Geophys. J. Int.*, *153*, 467–482.

- Barka, A. (1996), Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bulletin of the Seismology Society of America*, 86(5), 1238–1254.
- Barka, A., H. S. Akyüz, E. Altunel, and G. Sunal et al. (2002), The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake, m 7.4, North Anatolian Fault, *Bulletin of the Seismology Society of America*, 92(1), 43–60.
- Baudon, H. (2005a), *Mesure de temps d’arrivées en milieu fortement hétérogène : Le Puy des Goules (Auvergne)*, Rapport de DEA. Institut de physique du globe de Strasbourg, France.
- Baudon, H. (2005b), *Imagerie sismique 3D par tomographie de temps d’arrivée en milieu fortement hétérogène : Le Puy des Goules (Auvergne)*, Rapport d’ingénieur. Institut de physique du globe de Strasbourg, France.
- Ben-Zion, Y., and K. Aki (1990), Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone, *Bulletin of the Seismology Society of America*, 80(4), 971–994.
- Ben-Zion, Y., Z. Peng, D. Okaya, L. Seeber, J. G. Armbruster, N. Ozer, A. J. Michael, S. Baris, and M. Aktar (2003), A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Düzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 152, 699–717.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004), Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site, Ph.D. thesis, Lgit, Université Joseph-Fourier.
- Born, M., and E. Wolf (1959a), *Principles of Optics*, Press syndicate of the Univer. of Cambridge.
- Born, M., and E. Wolf (1959b), *Principles of optics*, Cambridge University Press.
- Bouin, M.-P., M. Bouchon, H. Karabulut, and M. Aktar (2004), Rupture process of the 1999 November 12 Düzce (Turkey) earthquake deduced from strong motion and global positioning system measurements, *Geophys. J. Int.*, 159, 207–211.
- Bourseiller, P., and J. Durieux (2001), *Des volcans et des hommes*, Editions de la Martinière.

- Brenguier, F., and O. Coutant (2005), 3D near surface seismic imaging in topographically complicated areas, *Near Surf. Geophy.*, *Submitted*.
- Brenguier, F., O. Coutant, and M. Dietrich (2004), High resolution imaging of the Soufrière of Guadeloupe volcano, *EGU, abstracts*, 6.
- Brenguier, F., O. Coutant, and H. Baudon (2005), Near surface seismic imaging using time residuals analysis, *in preparation*.
- Camus, G. (1975), La Chaîne des Puys (Massif Central Français), étude structurale et volcanologique., Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand.
- Cerveny, V. (2001), *Seismic Ray Theory*, Cambridge University Press.
- Cerveny, V., and F. Hron (1980), The ray series method and dynamic ray tracing system for three-dimensional inhomogeneous media, *Bulletin of the Seismology Society of America*, 70(1), 47–77.
- Cerveny, V., and J. E. P. Soares (1992), Fresnel volume ray tracing, *Geophysics*, 57(7), 902–915.
- Cerveny, V., I. A. Molotkov, and I. Psencik (1977), *Ray method in seismology*, Charles Univ. Press.
- Chaljub, E., and B. Valette (2004), Spectral element modelling of three-dimensional wave propagation in a self-gravitating Earth with an arbitrarily stratified outer core, *GJI*, 158, 131–141.
- Chang, X., Y. Liu, H. Wang, F. Li, and J. Chen (2002), 3-d tomographic static correction, *Geophysics*, 67(4), 1275–1285.
- Chevrot, S. (2002), Optimal measurement of relative and absolute delay times by simulated annealing, *Geophys. J. Int.*, 151, 164–171.
- Cioni, R., A. Longo, G. Macedonio, R. Santacroce, A. Sbrana, R. Sulpizio, and D. Andronico (2003), Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations : Example from Vesuvius, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2063–2073.
- Clayton, R., and B. Engquist (1977), Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *BSSA*, 67, 1529–1540.



- Closs, H., and Y. Labrousse (1963), *Recherches séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960*, Année Géophysique Internationale.
- Decker, R., and B. Decker (1981), The eruptions of Mount St. Helens, *Scientific American*, pp. 68–80.
- Demant, D., F. Renardy, K. Vanneste, D. Jongmans, T. Camelbeeck, and M. Meghraoui (2001), The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium, *Geophysics*, 66(1), 78–89.
- Dietrich, M., C. Cornou, C. Bordes, P.-Y. Bard, and F. Lemeille (2001), Geophysical exploration for site effects assessment : Borehole measurements and Vibroseis profiling in the Isère valley near Grenoble, France, *EGS01, Abstract*.
- Dietrich, M., C. Gürbüz, F. Brenguier, H. Karabulut, M. Bouchon, and M. Aktar (2004), A Vibroseis seismic reflection campaign along the North Anatolian Fault, *Geophysical Research Abstracts*, 6, 17.
- Dragoset, B. (2005), A historical reflection on reflections, *The Leading Edge*, 24(S1), s46–s70.
- Evans, J. R., and J. J. Zucca (1993), *Seismic tomography : Theory and practice. Active source, high-resolution (NeHT) tomography : velocity and Q*, 695–732 pp., Chapman & Hall.
- Fehler, M., P. Roberts, and T. Fairbanks (1988), A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.*, 93(B5), 4367–4373.
- Feuillet, N. (2000), Sismotectonique des Petites Antilles - Liaison entre activité sismique et volcanique, Ph.D. thesis, Institut de physique du globe de Paris, France.
- Fohrmann, M., H. Igel, G. Jahnke, and Y. Ben-Zion (2004), Guided Waves from sources outside faults : An indication for shallow fault zone structure, *Pure appl. geophys.*, 161, 2125–2137.
- Froidevaux, C., R. Brousse, and H. Bellon (1974), Hot spot in France?, *Nature*, 248, 749–751.

- Gangi, A. F., and J. W. Fairborn (1968), Accurate determination of seismic array steering delays by an adaptative computer program, *Supplemento Al Nuovo Cimento, Serie 1* (6), 105–115.
- Gibert, D., and F. Nicollin (2003), Tomographie électrique du dôme de la Soufrière de Guadeloupe : Expéditions de décembre 2001, mai 2002 et novembre 2002, *Rapport, Géosciences Rennes*, pp. 1–26.
- Gilbert, P. F. C. (1972), Iterative methods for three-dimensional reconstructions of an object from projections, *J. Theor. Biol.*, *36*, 105–117.
- Gjoystdal, H., E. Iversen, R. Laurain, I. Lecomte, V. Vinje, and K. Astebol (2002), Review of ray theory applications in modelling and imaging of seismic data, *Stud. geophys. geod.*, *46*, 113–164.
- Goër, A. (2001), Les volcans du Massif central, *Géologues*, *3947*(130-131), 66–91.
- Got, J.-L., and O. Coutant (1997), Anisotropic scattering and travel time delay analysis in Kilauea volcano, Hawaii, earthquake coda waves, *J. Geophys. Res.*, *102*(B4), 8397–8410.
- Goupillaud, P. L. (1976), Signal design in the Vibroseis technique, *Geophysics*, *41*(6), 1291–1304.
- Granet, M., G. Stoll, J. Dorel, U. Achauer, G. Poupinet, and K. Fuchs (1995), Iterative methods for three-dimensional reconstructions of an object from projections, *Geophys. J. Int.*, *121*, 33–48.
- Gray, S. H., G. Maclean, and K. J. Marfurt (1999), Crooked line, rough topography : advancing towards the correct seismic image, *Geophysical Prospecting*, *47*(5), 721–733.
- Grégoire, S. (2005), Positionnement GPS et analyse de formes d’ondes sismiques dans le cadre d’un projet d’imagerie sismique haute résolution, *Mémoire de Master1*, pp. 1–26.
- Gurevich, B., S. Keydar, and E. Landa (2002), Multifocusing imaging over an irregular topography, *Geophysics*, *67*(2), 639–643.
- Hagedoorn, J. G. (1959), The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections, *Gephys. Prospect.*, *7*, 158–182.
- Hirahara, K. (1993), *Seismic tomography : Theory and practice. Tomography using both local earthquakes and teleseisms : Velocity and anisotropy-theory*, 493-518 pp., Chapman & Hall.

- Hirn, A., S. Singh, P. Charvis, and M. L. et al. (2002), Seismarmara 2001 : A Marine Seismic Survey and Offshore-onshore Artificial Source and Earthquakes In the Seismogenic Region of the Sea of Marmara, *Abstract, EGS XXVII*.
- Huang, B.-S., T.-L. Teng, and Y. T. Yeh (1995), Numerical modeling of Fault-Zone Trapped Waves : Acoustic case, *Bulletin of the Seismology Society of America*, 85(6), 1711–1717.
- Humphreys, E., and R. W. Clayton (1988), Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93(B2), 1073–1085.
- Hung, S.-H., F. A. Dalhen, and G. Nolet (2001), Wavefront healing : A banana-doughnut perspective, *Geophys. J. Int.*, 146, 289–312.
- Husen, S., and E. Kissling (2000), Local earthquake tomography between rays and waves : Fat ray tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3947, 1–21.
- Igel, H. (1999), Wave propagation in three-dimensional spherical sections by the Chebyshev spectral method, *Geophys. J. Int.*, 136, 559–566.
- Igel, H., Y. Ben-Zion, and P. C. Leary (1997), Simulations of SH- and P-SV-wave propagation in fault zones, *Geophys. J. Int.*, 128, 533–546.
- Igel, H., G. Jahnke, and Y. Ben-Zion (2002), Numerical simulations of Fault Zone Guided Waves : Accuracy and 3-d effects, *Pure appl. geophys.*, 159, 2067–2083.
- Jahnke, G., H. Igel, and Y. Ben-Zion (2002), Three-dimensional calculations of fault-zone-guided waves in various irregular structures, *Geophys. J. Int.*, 151, 416–426.
- Jeffreys, H., and K. E. Bullen (1940), *Seismology Tables*, British Association of Seismological Investigations.
- Jin, S., R. Madariaga, J. Virieux, and G. Lambaré (1992), Two-dimensional asymptotic iterative elastic inversion, *Geophys. J. Int.*, 108, 575–588.
- Kelamis, P. G., K. E. Erickson, D. J. Verschuur, and A. J. Berkhout (2002), Velocity-independent redatuming : A new approach to the near-surface problem in land seismic data processing, *The Leading Edge*, 21(8), 730–735.
- Komatitsch, D. (1997), Spectral Element Methods for resolving the elastodynamique equations in 2-d, 3-d heterogeneous media, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.

- Komatitsch, D., and J. Tromp (1999), Introduction to the Spectral-Element Method for 3-d seismic wave propagation, *Geophys. J. Int.*, *139*, 806–822.
- Komatitsch, D., and J. Tromp (2002a), Spectral-element simulations of global seismic wave propagation, I. Validation, *Geophys. J. Int.*, *149*, 390–412.
- Komatitsch, D., and J. P. Vilotte (1998), The Spectral-Element Method : An efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *88*(2), 368–392.
- Komatitsch, D., Q. Liu, J. Tromp, P. Süß, C. Stidham, and J. Shaw (2004), Simulations of ground motion in the Los Angeles Basin Based upon the Spectral-Element Method, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *94*(1), 187–206.
- Laigle, M., A. Hirn, M. Sapin, J. C. Lépine, J. Diaz, J. Gallart, and R. Nicolich (2000), Mount Etna dense array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing, *J. Geophys. Res.*, *105*(B9), 21,633–21,646.
- Lambaré, G., J. Virieux, R. Madariaga, and S. Jin (1992), Iterative asymptotic inversion in the acoustic approximation, *Geophysics*, *57*(9), 1138–1154.
- Lanczos, C. (1950), An iteration method for the solution of the eigenvalue problem of linear differential operators, *J. Res. N. B. S.*, *45*, 255–282.
- Latorre, D., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J.-L. Got, and H. Lyon-Caen (2004), A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, *159*, 1013–1031.
- Li, Y.-G., and P. C. Leary (1990), Fault zone trapped seismic waves, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *80*(5), 1245–1271.
- Li, Y.-G., and J. E. Vidale (1996), Low-velocity fault-zone guided waves : Numerical investigations of trapping efficiency, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *86*(2), 371–378.
- Li, Y.-G., W. L. Ellsworth, C. H. Thurber, and P. E. M. an K. Aki (1997), Fault-Zone Guided Waves from explosions in the San Andreas Fault at Parkfield and Cienega Valley, California, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *87*(1), 210–221.
- Li, Y.-G., K. Aki, J. E. Vidale, and F. Xu (1999), Shallow structure of the Landers fault zone from explosion-generated trapped waves, *J. Geophys. Res.*, *104*(B9), 20,257–20,275.

- Li, Y.-G., J. E. Vidale, K. Aki, and F. Xu (2000), Depth-dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks, *J. Geophys. Res.*, *105*(B3), 6 237–6 254.
- Li, Y.-G., J. E. Vidale, and E. S. Cochran (2004), Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves, *Geophys. Res. Lett.*, *31*.
- Madariaga, R., and G. Perrier (1991), *Les tremblements de terre*, Presses du CNRS.
- Manighetti, I., M. Campillo, C. Sammis, P. M. Mai, and G. King (2004), Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes; implications for earthquake and fault mechanics, *J. Geophys. Res.*, *10.1029/1004JB003174*.
- Marquering, H., F. A. Dahlen, and G. Nolet (1999), Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes : The banana-doughnut paradox, *Geophys. J. Int.*, *137*, 805–815.
- Meric, O., S. Garambois, D. Jongmans, M. Wathelet, J. L. Chatelain, and L. M. Vengeon (2005), Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France, *Canadian Geotechnical Journal*, *42*(4), 1105–1115.
- Michon, L., and O. Merle (2001), The evolution of the Massif central rift : Spatio-temporal distribution of the volcanism, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *172*(2), 69–80.
- Moczo, P., E. Bystricky, J. Kristek, J. M. Carcione, and M. Bouchon (1997), Hybrid modeling of P-SV seismic motion at inhomogeneous visco-elastic topographic structures, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *87*, 1305–1323.
- Moczo, P., M. Lucká, J. Kristek, and M. Kristeková (1999), 3D displacement finite differences and a combined memory optimization, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *89*, 69–79.
- Monteiller, V., J.-L. Got, J. Virieux, and P. Okubo (2005), An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to Kilauea volcano, *J. Geophys. Res.*
- Montelli, R., G. Nolet, F. A. Dahlen, G. Masters, E. R. Engdahl, and S.-H. Hung (2003), Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, *Science*, *December*, 1–10.

- Mooney, W. D., and A. Ginzburg (1986), Seismic measurements of the internal properties of fault zones, *Pure Appl. Geoph.*, *124* (1/2), 141–157.
- Nehlig, P., P. Boivin, A. D. Goër, J. mergoil, G. Prouteau, G. Sustrac, and D. Thiéblemeont (2003), Les volcans du Massif central, *Géologues, Numéro spécial*, 1–41.
- Nercessian, A., A. Hirn, and A. Tarantola (1984), Three-dimensional seismic transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, *76*, 307–315.
- Nguyen, F. H. (2005), Near surface geophysical imaging and detection of slow active faults, Ph.D. thesis, Liège University.
- O’Connell, R. J., and B. Budiansky (1974), Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, *79*(35), 5412–5426.
- Olsen, K. B., R. Madariaga, and R. J. Archuleta (1997), Three-dimensional dynamic simulation of the 1992 Landers earthquake, *Science*, *278*, 834–838.
- Perrier, G., and J. C. Ruegg (1973), Structure profonde du Massif Central français, *Ann. Geophys.*, *29*, 435–502.
- Podvin, P., and I. Lecomte (1991), Finite difference computation of travel times in very contrasted velocity models : A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, *105*, 271–284.
- Pozzi, J. P., J. L. L. Mouël, J. C. Rossignol, and J. Zlotnicki (1979), Magnetic observations made on La Soufrière volcano (Guadeloupe) during the 1976-1977 crisis, *J. Volc. Geoth. Res.*, *5*, 217–237.
- Pratt, T. L., J. F. Dolan, J. K. Odum, W. J. Stephenson, R. A. Williams, and M. E. Templeton (1998), Multiscale seismic imaging of active fault zones for hazard assessment : A case study of the Santa Monica fault zone, Los Angeles, California, *Geophysics*, *63*(2), 479–489.
- Rawlinson, N., and B. L. N. Kennet (2004), Rapid estimation of relative and absolute delay times across a network by adaptative stacking, *Geophys. J. Int.*, *157*, 332–340.
- Redpath, B. (1973), *Seismic Refraction Exploration for Engineering site Investigations*, National Technical Information Service.

- Saccorrotti, G., B. Chouet, and P. Dawson (2003), Shallow-velocity models at the Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields, *Geophys. J. Int.*, *152*, 633–648.
- Sanders, C. O. (1993), *Seismic tomography : Theory and practice. Local earthquake tomography : attenuation-theory and results*, 676-694 pp., Chapman & Hall.
- Schneider, W. A. (1978), Integral formulation for migration in two and three dimensions, *Geophysics*, *43*(1), 49–76.
- Shapiro, N., M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller (2005), High-Resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, *307*, 1615–1618.
- Shtivelman, V., S. Marco, M. Reshef, A. Agnon, and Y. Hamiel (2005), Using trapped waves for mapping shallow fault zones, *Near Surface Geophysics*, *3*(2), 91–97.
- Souriau, A. (1976), Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *18*, 1035–1093.
- Spetzler, J., and R. Snieder (2004), The Fresnel volume and transmitted waves, *Geophysics*, *69*(3), 653–663.
- Spudich, P., and K. Olsen (2001), Fault zone amplified waves as a possible seismic hazard along the Calaveras fault in central California, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(13), 2533–2536.
- Swanson, S. E., and J. Kienle (1988), The 1986 eruption of Mount St. Augustine : Field test of hazard evaluation, *J. Geophys. Res.*, *93*(B5), 4500–4520.
- Tarantola, A., and A. Nercessian (1984), Three-dimensional inversion without blocks, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, *76*, 299–306.
- Tarantola, A., and B. Valette (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Reviews of Geoph. and Space Phys.*, *20*(2), 2219–232.
- Thomson, K., and D. Hutton (2004), Geometry and growth of sill complexes : Insights using 3d seismic from the North Rockfall Trough, *Bull. Volcanol.*, *66*, 364–375.
- Thurber, C., S. Roecker, W. Ellsworth, Y. chen, W. Lutter, and R. Sessions (1997), Two-dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, central California : Evidence for fluids in the fault zone, *Geophys. Res. Lett.*, *24*(13), 1591–1594.

- Thurber, C., S. Roecker, , H. Zhang, S. Baher, and W. Ellsworth (2004), Fine-scale structure of the San Andreas fault zone and location of the SAFOD target earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(10.1029/2003GL019398), 1–4.
- Trampert, J., and J.-J. Leveque (1990), Simultaneous iterative reconstruction technique : Physical Interpretation Based on the Generalized Least Squares Solution, *JGR*, *95*(B8), 12 553–12 559.
- Troncke, J., P. Villamor, and A. G. Green (2005), Detailed shallow geometry and displacement estimates of the Maleme fault zone, New Zealand, using 2-D and 3-D georadar, *Near Surf. Geoph.*
- Vallée, M., and M. Bouchon (2004), Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Geophys. J. Int.*, *156*, 615–630.
- Van der Sluis, A., and H. A. Van der Vorst (1987), Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, *Seismic Tomography*, *56*, 49–83, edited by G. Nolet, D. Reidel, Hingham, Mass.
- VanDecar, J. C., and R. S. Crosson (1990), Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *80*(1), 150–169.
- Vidale, J. (1988), Finite-difference calculation of travel times, *Bulletin of the Seismology Society of America*, *78*(6), 2062–2076.
- Vidale, J. (1990), Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions, *Geophysics*, *55*(5), 521–526.
- Vinje, V., E. Iversen, and H. Gjoystdal (1993), Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction, *Geophysics*, *58*(8), 1157–1166.
- Virieux, J. (1986), P-SV wave propagation in heterogeneous media : Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, *51*, 889–901.
- Wang, C.-Y. (2002), Detection of a recent earthquake fault by the shallow reflection seismic method, *Geophysics*, *67*(5), 1465–1473.
- Watanabe, T., T. Matsuoka, and Y. Ashida (1990), Seismic traveltime tomography using fresnel volume approach, *SEG Expanded Abstracts*.



- Weaver, R. L., and O. I. Lobkis (2001), Ultrasonics without a source : Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, *87*, 134,301.
- Wegler, U., and B.-G. Lühr (2001), Scattering behaviour at Merapi volcano (Java) revealed from an active seismic experiment, *Geophys. J. Int.*, *145*, 579–592.
- Wielandt, E., and G. Nolet (1987), *Seismic tomography. On the validity of the ray approximation for interpreting delay times*, 85-98 pp., Reidel Publishing Company.
- Yang, H.-Y., and S.-H. Hung (2005), Validation of ray and wave theoretical travel times in heterogeneous random media, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, 1–4.
- Yilmaz, O., and S. M. Doherty (2000), *Seismic Data Analysis : Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, SEG.
- Zanzi, L., S. Bellotti, and E. Stucchi (2001), 3D refraction statics in the wavenumber domain, *Geophysical prospecting*, *49*, 719–727.
- Zhu, X., B. G. Angstman, and D. P. Sixta (1998), Overthrust imaging with tomo-datuming : A case study, *Geophysics*, *63*(1), 25–38.
- Zhu, Y., and R. Snieder (2003), Reflected and transmitted waves from fault zones, *CWP*, *445*, 1–23.
- Zienkiewicz, O. C., and K. Morgan (1977), *The finite element method in engineering science*, Wiley.
- Zollo, A., L. D’Auria, R. D. Matteis, A. Herrero, J. Virieux, and P. Gasparini (2002), Bayesian estimation of 2-D P-velocity models from active seismic arrival time data : Imaging of the shallow structure of Mt Vesuvius, *Geophys. J. Int.*, *151*, 566–582.

# Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement Olivier Coutant et Michel Dietrich pour m'avoir proposé ce sujet de thèse passionnant à l'interface entre la sismologie et l'exploration sismique. J'ai particulièrement apprécié l'honnêteté et la rigueur scientifique de Michel. Je remercie Olivier pour m'avoir rapidement considéré comme un *collègue* et tiens à le remercier tant pour sa participation importante au traitement des données que pour ses commentaires rigoureux et pertinents sur la présentation des résultats.

Un grand merci aux personnes qui ont participé à ce travail. Merci plus particulièrement à Emmanuel Chaljub, Fabrice Doré, Michel Bouchon, Robert Guiguet, Eric Larose, Yves Orenge, Pierre Gouédard et Olivier Sèbe (LGIT), Isabelle Lecomte, Renaud Laurain et Ketil Astebol (Norsar), Philippe Labazuy (LMV) et Jean Virieux (Géosciences Azur). Un grand merci à Hugues Baudon pour s'être investi avec persévérance dans le traitement des données.

Je tiens ensuite à remercier les membres de mon jury de thèse pour avoir analysé mon travail. Merci à Anne Paul, Gilles Lambaré, Aldo Zollo et Jean Virieux pour leur remarques pertinentes qui m'aideront à poursuivre ce travail.

L'enthousiasme avec lequel j'ai effectué ce travail provient notamment de l'environnement scientifique et humain exceptionnel qui règne au sein du LGIT. Je remercie donc Michel Campillo puis Dominique Jault pour m'avoir accueilli au sein de cette structure. Je suis reconnaissant de l'accueil chaleureux et de la disponibilité des équipes administrative et informatique. Merci à Sara pour son Pisco Saur et sa bonne humeur. Merci de plus à toute l'équipe de l'Ecole Doctorale ainsi qu'aux doctorants pour l'ambiance toujours conviviale et solidaire.

Enfin, mes remerciements les plus affectueux vont à ma famille qui m'a toujours soutenu et notamment à Ombeline qui, de part son attention, m'a aidé à vivre ces trois années de thèse de manière sereine.

